



Caractérisation sismique de sites hétérogènes à partir de méthodes actives et passives : variations latérales et temporelles

Florence Renalier

► To cite this version:

Florence Renalier. Caractérisation sismique de sites hétérogènes à partir de méthodes actives et passives : variations latérales et temporelles. Sciences de la Terre. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2010. Français. NNT : . tel-00551441

HAL Id: tel-00551441

<https://theses.hal.science/tel-00551441>

Submitted on 3 Jan 2011

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

OBSERVATOIRE DE GRENOBLE
LABORATOIRE DE GEOPHYSIQUE INTERNE ET TECTONOPHYSIQUE

THESE

**Caractérisation sismique de sites hétérogènes
à partir de méthodes actives et passives :
variations latérales et temporelles**

présentée par

Florence RENALIER

le 4 mars 2010

pour obtenir le titre de

Docteur de l'Université Joseph Fourier - Grenoble I
Ecole doctorale Terre, Univers, Environnement

Composition du jury :

Pierre-Yves BARD	Directeur de thèse	Ing. LCPC, Grenoble
Michel CAMPILLO	Examineur	Pr. UJF, Grenoble
Fabrice COTTON	Président	Pr. UJF, Grenoble
Hans-Balder HAVENITH	Examineur	MdC. Université de Liège
Denis JONGMANS	Directeur de thèse	Pr. UJF, Grenoble
Hansrudolf MAURER	Rapporteur	Pr. ETH, Zürich
Andreas RIETBROCK	Examineur	Pr. University of Liverpool
Nikolai SHAPIRO	Rapporteur	DdR. IPG, Paris

Remerciements

Ce manuscrit marque la fin de quatre années passées à Grenoble et dans ses montagnes, au LGIT, à Avignonet ou à l'autre bout de l'Europe... Je voudrais remercier ici tous ceux qui ont contribué à ce travail de thèse.

Tout d'abord, je tiens à remercier Fabrice Cotton, qui m'a fait l'honneur de présider mon jury de thèse, ainsi que Hansrudolf Maurer, Nikolai Shapiro, Hans-Balder Havenith et Andreas Rietbrock qui ont accepté d'évaluer mon travail.

Un énorme merci à mes trois encadrants :

- Denis, pour ton implication dans mon travail et ton soutien constant,
- Pierre-Yves, pour tous tes conseils et pour m'avoir offert l'opportunité de travailler avec le groupe de Geopsy,
- Michel, pour m'avoir guidée dans l'application des inter-corrélations au glissement de terrain d'Avignonet.

Je remercie chaleureusement toute l'équipe de la JRA4 du programme européen NE-RIES, en particulier Cécile, Marc, Matthias, Brigitte, Alekos, Nikos et Salomon pour avoir rendu les manips sur le terrain si agréables et les réunions si intéressantes.

Toutes les données utilisées ici n'auraient pu être recueillies sans la précieuse aide des ingénieurs d'étude et de recherche du LGIT : merci à Yves Orengo, Robert Guiguet, Fabrice Doré, Sandrine Roussel, Sophie Cravoisier et Rémi Béthoux pour leur aide technique pour toutes les manips de terrain à Avignonet, et pour avoir mis en place et réglé, un par un, tous les problèmes des stations OMIV sur le glissement. Merci aussi à Catherine Péquegnat et Ekaterina Bourova pour le pré-traitement des données de ces stations, ainsi qu'à Armand Mariscal et Jean-Marc Nicole pour m'avoir accompagnée et aidée en Italie. De plus, je ne saurais assez remercier tout le service administratif et tout le service informatique, qui se plient en quatre chaque jour pour faciliter le travail des chercheurs et étudiants.

J'aimerais également remercier tous les chercheurs avec lesquels j'ai eu la chance de travailler au cours de ces quatre ans, en particulier Laurent Baillet pour m'avoir permis d'utiliser Plast2, ainsi que Florent Brenguier, Adam Baig, Helle Pedersen, Philippe Roux et Eric Larose, pour m'avoir orientée sur diverses questions.

La bonne humeur générale régnant parmi les étudiants du LGIT a aussi amplement contribué à la réalisation de ce travail. Un grand merci à Aloé, Clotaire, Louis, Marine, Nadège, Seb, Laurent, Pierre, Matthieu, Fabien, Elisabeth, Lucille, Paola, Steph, Greg, Renaud, Clara, Mickael, Gwen, Bérénice, Mathilde, ... et tous les autres, pour votre amitié et votre soutien au cours des longs mois de rédaction. Je remercie également Anne-Marie

et Marleine, mes co-bureau de ces derniers mois, pour leur bonne humeur au quotidien, malgré tout et par tous les temps.

Enfin, je dédie ce manuscrit à ma famille et à Nicolas, qui m'ont supportée tout au long de ces quatre années, en particulier lors des périodes les plus difficiles.

Resumé

La vitesse des ondes de cisaillement (V_s) est un paramètre élastique permettant de caractériser la compacité des formations superficielles. Il joue un rôle essentiel aussi bien en sismologie appliquée, dans l'estimation des effets de site ou du potentiel de liquéfaction des sols, qu'en géotechnique pour la reconnaissance des glissements de terrain. Ce travail de thèse s'intéresse aux différentes techniques sismiques permettant d'obtenir les valeurs de V_s à l'échelle de la dizaine à la centaine de mètres de profondeur. Il vise à évaluer les capacités de ces méthodes et à définir une stratégie de reconnaissance des sites en fonction de leur complexité.

La première partie du travail est consacrée à l'évaluation de la fiabilité de l'inversion des ondes de surface pour des milieux stratifiés horizontalement. En collaboration avec d'autres laboratoires européens, les méthodes de sismique active et passive ont été appliquées sur 20 sites accélérométriques européens pour lesquels des profils verticaux de V_s étaient disponibles à partir d'essais en forage. La comparaison des résultats montre que les profils de V_s obtenus par les techniques sismiques de surface sont comparables à ceux déduits des méthodes en forage pour les sites mous ($V_{s30} < 600$ m/s) mais fournissent des vitesses plus faibles pour les sites compacts. De plus, l'information fournie par les courbes de dispersion obtenues est apparue suffisante pour la caractérisation des sites selon la classification EC8. Sur la base des profils V_s mesurés, une étude théorique sur l'inversion de la courbe de dispersion du mode fondamental de Rayleigh a été réalisée pour des sites présentant un contraste marqué entre socle et sédiments. Une stratégie d'inversion en deux étapes, permettant de contraindre la profondeur du substratum durant l'inversion, a été définie sur des cas synthétiques et a été appliquée avec succès sur des cas réels stratifiés horizontalement.

Le cas de sites de géométrie plus complexe est abordé dans la deuxième partie. L'inversion des courbes de dispersion obtenues par sismique active (données synthétiques et réelles) et passive (données synthétiques) au-dessus d'une interface en pente a fourni des profils de vitesse présentant un gradient de vitesse et une mauvaise estimation des vitesses et/ou profondeur du demi-espace. Une procédure a été définie afin de détecter les sites 2D/3D, à partir des données des 20 sites accélérométriques européens et des données du glissement de terrain d'Avignonet (Isère, France). Cette procédure, basée sur les observables de la sismique active (sismogrammes, spectrogramme spatial, comparaison de courbes de dispersion) et de la sismique passive (forme du rapport H/V , variations latérales de la fréquence du pic H/V), vise à adapter le choix des techniques d'imagerie lors de la caractérisation de site.

Dans la troisième partie, la technique d'inter-corrélation du bruit ambiant est appliquée au glissement de terrain d'Avignonet. Treize stations sismologiques ont été déployées durant deux semaines sur le site et une inversion tomographique des temps d'arrivées mesurés par inter-corrélation a fourni des cartes fréquentielles de vitesse de groupe des ondes de Rayleigh. L'inversion de ces données a permis d'obtenir une image 3D en V_s du glissement de terrain jusqu'à 100 m de profondeur. Enfin, l'évolution avec le temps des corrélations calculées entre 2 stations permanentes sur le glissement suggère une légère diminution de la vitesse sismique au cours des trois ans d'enregistrement. Ces résultats montrent l'intérêt des techniques d'inter-corrélation du bruit ambiant pour la reconnaissance tridimensionnelle de milieux hétérogènes et le suivi temporel de l'activité des glissements de terrain.

Abstract

Shear wave velocity (V_s) is an elastic parameter characterizing the stiffness of superficial formations. It is important both in applied seismology, for site effect or liquefaction estimation, and in civil engineering, for landslide investigation. This PhD work deals with the different seismic techniques available for deriving V_s values from ten to hundred meters depth. It aims at evaluating the capabilities of the different methods and defining a site characterization strategy adapted to their complexity.

The first part of the work is devoted to the assessment of the surface wave inversion reliability for horizontally stratified medium. In collaboration with other European laboratories, active and passive seismic methods were applied at 20 European strong motion sites for which V_s profiles are known from borehole investigations. Comparison of results show that V_s profiles derived from surface (active and passive) seismics are similar for soft sites ($V_{s30} < 600$ m/s) to those derived from borehole methods but present lower velocities for stiffer sites. Moreover, the information contained in dispersion curves appeared to be sufficient for EC8 site characterization. On the basis of the measured V_s profiles, a theoretical study on Rayleigh wave fundamental mode inversion was undertaken for sites with a strong contrast. A two step inversion procedure allowing bedrock depth estimation during the inversion process was defined on synthetic cases and successfully applied to horizontally layered real sites.

More complex geometries are addressed in the second part. The inversion of dispersion curves obtained from active (synthetics and real data) and passive (synthetics) seismics over a dipping interface resulted in V_s profiles with a velocity gradient and misestimated bedrock depth and/or velocity. A procedure for detecting 2D/3D sites was defined from data of the 20 strong motion sites and of the Avignonet landslide (Isère, France). Based on active (seismogram, lateral spectrogram, dispersion curve comparison) and passive (shape of the H/V ratio, lateral variation of the H/V frequency peak) seismics, this procedure aims at adapting the choice of imaging technique during site characterization.

In the third part, the ambient noise cross-correlation technique is applied to the Avignonet landslide. Thirteen seismological stations were settled on site during two weeks, and a tomographic inversion of arrival times measured with cross-correlation resulted in Rayleigh wave group velocity frequency maps. Their inversion allowed 3D V_s imaging of the landslide, down to 100 m depth. Finally, the evolution with time of ambient noise cross-correlations computed between two permanent stations on the landslide suggests a slight decrease in velocity over the three years of recordings. These results enlighten the usefulness of cross-correlation techniques for 3D investigation of smooth heterogeneous sites and for landslide monitoring.

Table des matières

Remerciements	i
Résumé	iii
Abstract	v
Table des matières	vii
Introduction	1
1 Techniques de mesures de $V_s(z)$ et f_0	7
1.1 Notions théoriques	8
1.1.1 Les différents types d'ondes	8
1.1.2 La fréquence fondamentale d'un site	10
1.2 Mesures de V_s	13
1.2.1 Méthodes issues de la prospection géophysique	13
1.2.2 Méthodes issues de la sismologie	24
1.3 Mesures de la fréquence fondamentale f_0	38
1.3.1 Fonction de transfert	38
1.3.2 Rapports spectraux site/référence	38
1.3.3 Rapports spectraux H/V	38
2 Description et reconnaissance des sites	41
2.1 Les sites NERIES	42
2.1.1 Description générale des sites	42
2.1.2 Reconnaissance générale des sites	44
2.1.3 Traitement des données	45
2.1.4 Exemple de résultats : le site de Volvi	47
2.1.5 Description des sites étudiés	47
2.2 Le glissement de terrain d'Avignonet	52
2.2.1 Contextes géographique et géologique	52
2.2.2 Reconnaissance sismique du glissement de terrain	53
2.2.3 Description des réseaux	55
3 Inversion des ondes de surface en milieu 1D	57
3.1 Comparaison forages/ondes de surface	58
3.1.1 Introduction et résumé en français	58

3.1.2	Introduction	59
3.1.3	Dispersion curve comparison	60
3.1.4	Profile comparison	64
3.1.5	Penetration depths of the different methods	70
3.1.6	Contribution of the MASW to the high frequency part of the dispersion curve	73
3.1.7	Correspondance between VsZ and V λ L	80
3.1.8	Conclusions	83
3.2	Inversion strategy	85
3.2.1	Introduction en français	85
3.2.2	Résumé en français	85
3.2.3	Abstract	86
3.2.4	Introduction	86
3.2.5	Non-uniqueness and parameterisation	89
3.2.6	Experimental vertical Vs profiles	91
3.2.7	Inversion with linear velocity laws	95
3.2.8	Influence of parameterization and bedrock depth determination	96
3.2.9	Constrained inversion with linear velocity laws	99
3.2.10	Applications	102
3.2.11	Conclusions	104
3.2.12	Acknowledgments	105
4	Sites 2D/3D	107
4.1	Introduction et résumé en français	107
4.2	Influence d'une interface en pente	109
4.2.1	Introduction	109
4.2.2	Profile configuration	111
4.2.3	Array configuration	127
4.2.4	Discussion and conclusions	132
4.3	Detecting and imaging 2D/3D sites	135
4.3.1	Introduction	135
4.3.2	Site description and data acquisition	135
4.3.3	Detecting 2D/3D sites	138
4.3.4	Procedure for site characterization	145
4.3.5	Conclusion	149
5	Le glissement de terrain d'Avignonet	151
5.1	Imagerie du glissement de terrain d'Avignonet	152
5.1.1	Introduction et résumé en français	152
5.1.2	Abstract	152
5.1.3	Introduction	153
5.1.4	Green's Function Estimation from Cross-Correlations	157
5.1.5	Green's Functions Estimation on the Avignonet Landslide	158
5.1.6	Surface Wave Dispersion	164
5.1.7	Inversion for the 3D Vs Model	166
5.1.8	Conclusions	172

5.1.9	Acknowledgments	173
5.2	Suivi temporel du glissement de terrain	174
5.2.1	Calcul des inter-corrélations	175
5.2.2	Convergence et stabilité des inter-corrélations	175
5.2.3	Variations de vitesse au cours du temps	181
5.2.4	Discussion et conclusions	187
5.3	Fréquences de résonance et directivité sismique	190
5.3.1	Fréquences de résonance et rapport H/V moyen	190
5.3.2	Directivité sismique et variations azimutales du rapport H/V	194
Conclusions et perspectives		203
Bibliographie		223

Introduction générale

Contexte de la thèse

Parmi tous les risques naturels, trois sont fortement affectés par la géologie et les propriétés mécaniques du sous-sol : les séismes (risque sismique), les mouvements de terrain (risque gravitaire) et les volcans (risque volcanique).

L'étude de l'aléa sismique se décompose selon les trois étapes de la propagation des ondes sismiques : leur génération par rupture sur un plan de faille, leur propagation dans la Terre et leur interaction avec des structures complexes superficielles telles les bassins sédimentaires, également appelée 'effet de site'. L'aléa gravitaire concerne tous les déplacements de sols ou roches, depuis les chutes de blocs jusqu'aux coulées de boues. Son étude comporte trois volets : la caractérisation de la géométrie de la zone affectée par le mouvement gravitaire, l'analyse de sa stabilité et l'étude de son évolution dans le temps. Enfin, les études sur le risque volcanique portent notamment sur la dynamique d'éruption du volcan, qui dépend fortement de la structure interne de l'édifice associé.

Ce travail de thèse sur la caractérisation sismique de sites hétérogènes se situe à l'interface entre deux projets qui concernent, (1) le risque sismique et plus particulièrement les conditions de site, et (2) le risque gravitaire, et plus particulièrement les glissements de terrain dans des argiles. Dans les deux cas, les objets étudiés sont à l'échelle du 'site' ou de la prospection géophysique de sub-surface, sur des distances de quelques dizaines à quelques centaines de mètres.

(1) Caractérisation sismique et risque sismique

Lorsqu'une onde émise par un séisme atteint un remplissage sédimentaire (remplissage mou d'un fond de socle rocheux plus rigide), elle est amplifiée et piégée dans le bassin. Cet effet de site se traduit par des vibrations du sol d'amplitude plus importante et de durée plus longue qu'aux sites rocheux, à des fréquences bien particulières qui varient spatialement selon la géologie locale (*Haskell*, 1960; *Bard and Bouchon*, 1980).

Cet effet de site est l'un des éléments importants intervenant notamment dans le microzonage sismique, base technique des plans de prévention du risque sismique. Ceux-ci prennent en compte :

- l'aléa régional, déterminé dans le zonage sismique national qui cartographie la sismicité en France ;
 - l'aléa local, qui regroupe les effets de sites liés à la géologie, ceux liés à la topogra-
-

phie, les effets induits (liquéfaction ou mouvements de terrain), ou encore la présence de failles actives.

En plus du risque qu'ils représentent lors de séismes relativement proches, les effets de site affectent également les signaux de tous les séismes enregistrés aux stations sismologiques permanentes, dont le but est d'étudier les deux autres facettes du risque sismique : la source et le milieu de propagation. Connaître les effets de site au niveau de toutes les stations permettrait ainsi d'affiner les connaissances sur ces deux autres aspects importants du risque sismique. C'est pour cette raison que le programme européen NERIES (NEtwork of Research Infrastructures for European Seismology) comprend une partie 'Réponse des sites - caractérisation géotechnique' (Joint Research Activity JRA4). Ce programme européen vise à regrouper les observatoires et instituts européens de recherches en sismologie pour uniformiser le fonctionnement et la documentation des réseaux sismologiques européens. Cette dernière devrait notamment référencer les conditions géologiques et topographiques locales des stations sismologiques européennes, qui déterminent les effets de site. Pour cela, l'objectif de la JRA4 est de développer des outils fiables et peu coûteux pour la caractérisation géotechnique ou géophysique, qui puissent être utilisés par

TAB. 1 – *EC8 site categories*

Ground type	Description of stratigraphic profile	V_{s30} (m/s)
A	Rock or other rock-like geological formation, including at most 5m of weaker material at the surface	> 800
B	Deposits of very dense sand, gravel or very stiff clay, at least several tens of min thickness, characterised by a gradual increase of mechanical properties with depth	360 - 800
C	Deep deposits of dense or medium sand, gravel or stiff clay with thickness from several tens to many hundred of m	180 - 360
D	Deposits of loose-to-medium cohesionless soil (with or without some soft cohesive layers), or of predominantly soft-to-firm cohesive soil	< 180
E	A soil profile consisting of a surface alluvium layer with V_s values of type C or D and thickness varying between about 5 and 20m, underlain by stiffer material with $V_s > 800$ m/s	-
S_1	Deposits consisting - or containing a layer at least 10 m thick - of soft clays/silts with high plasticity index ($PI > 40$) and high water content	< 100 (indicative)
S_2	Deposits of liquefiable soils, of sensitive clays, or any other soil profile not included in types A - E or S_1	-

les opérateurs des réseaux européens.

Les effets de sites liés à la géologie sont contrôlés d'une part par le profil vertical de vitesse des ondes de cisaillement $V_s(z)$, qui détermine les phénomènes de résonance 1D (*Haskell*, 1960), d'autre part par la géométrie de l'interface entre sédiments et socle rocheux, qui peut induire des phénomènes de résonances 2D ou 3D (*Bard and Bouchon*, 1985).

La manière la plus exacte pour estimer l'amplification des ondes en un site donné est de modéliser leur propagation sur un modèle en trois dimensions. Cependant, construire un tel modèle avec une précision suffisante requiert de lourdes investigations qu'il n'est pas possible d'effectuer de façon systématique en de nombreux sites, particulièrement dans les pays en voie de développement ou dans les régions de sismicité modérée. Pour prendre en compte les effets de site dans ces régions, les normes de construction sont basées sur des paramètres simplifiés, à partir desquels les sites sont répartis en différentes classes. Pour chacune de ces classes de sites, des formes spectrales prédéfinies expérimentalement sont alors utilisés pour dimensionner les structures. Dans l'ancienne classification française (PS92, *www.prim.net*), les paramètres simplifiés utilisés étaient la vitesse des ondes de cisaillement dans les unités sédimentaires superficielles, associée à l'épaisseur des sédiments. Ces deux paramètres contrôlent conjointement les fréquences amplifiées. Cependant, l'épaisseur de la couche sédimentaire est parfois impossible à obtenir de manière peu coûteuse. C'est pour cette raison que les classifications en vigueur aux Etats-Unis (NEHRP classification, *the Building Seismic Safety Council (BSSC)*, 2000), au Japon (*the Japan Road Association*, 1990), et nouvellement en Europe sont exclusivement basées sur la vitesse moyenne des ondes de cisaillement dans les trente premiers mètres : V_{s30} ¹. Le tableau 1 détaille les sept classes de sites des futures normes européennes Eurocodes8 (EC-8 *CEN*, 2004). Cette classification étant exclusivement basée sur la vitesse des ondes dans les niveaux superficiels, elle ne permet pas d'estimer de manière complète la réponse sismique des sites, qui est sensible à l'ensemble de la structure. C'est cependant cette classification qui rentrera en vigueur prochainement en Europe, et c'est dans ce cadre là que nous nous intéresserons dans ce mémoire d'une part au profil de vitesse sismique jusqu'à la profondeur du socle rocheux, d'autre part au V_{s30} . Des travaux de recherche sont en cours pour tenter d'établir une classification qui prenne en compte l'ensemble de la structure à partir de paramètres simples à mesurer. Par exemple, *Cadet* (2007) étudie la possibilité d'associer la vitesse des ondes de cisaillement des premières couches (e.g. V_{s30}) et la fréquence de résonance du site, qui dépend aussi de son épaisseur. Bien que le V_{s30} seul ne puisse fournir une information complète sur la réponse sismique d'un site, il sera donc tout de même l'un des paramètres importants des futures classifications.

Pour résumer, les trois paramètres importants pour l'estimation des effets de site sont donc le profil en onde de cisaillement $V_s(z)$, la fréquence fondamentale de résonance, f_0 , ainsi que la géométrie de l'interface entre socle et sédiments. De plus, V_{s30} est un

¹La vitesse moyenne dans les Z premiers mètres est définie comme :

$$V_{sZ} = \frac{Z}{\sum_i h_i V_i}, \quad (1)$$

où V_i et h_i sont respectivement la vitesse et l'épaisseur de chacune des couches.

indicateur simplifié (ou “proxy”) utilisé dans les classifications de sites.

(2) Caractérisation sismique et risque gravitaire

Les mouvements de terrain constituent un autre aléa important dans les régions montagneuses. Dans les Alpes Françaises, deux mouvements rocheux sont reconnus comme mouvements de terrain majeurs actifs : celui de Séchilienne, avec des vitesses de déplacement de l'ordre de quelques centimètres à quelques décimètres par an, et celui de la Clapière, atteignant par endroit des vitesses de l'ordre du mètre par an (*www.prim.net*). De nombreux glissements de terrain affectent également dans les Alpes des formations plus meubles. La plupart se déplacent à des vitesses de quelques centimètres par an, comme par exemple celui d'Avignonet affectant les argiles du Quaternaire (*Lorier and Desvarreux, 2004*), ou celui de Super-Sauze, où des marnes noires du Jurassique se délitent et évoluent vers des argiles à la base du glissement (*Malet and Maquaire, 2003*). Les glissements lents peuvent cependant évoluer en coulées boueuses, comme ce fut le cas à l'Harmalière en 1981 (250 000 m, *Moulin and Robert, 2004*), où à la Salle-en-Beaumont (1.3 millions de m³, 4 morts, *Moulin and Chapeau, 2004*).

Les mouvements de terrain résultent de processus de déformation qui affectent les propriétés mécaniques des terrains, et en particulier la vitesse de propagation des ondes. *Méric et al. (2007)* ont par exemple mis en évidence que les vitesses des ondes P et S permettent de rendre compte de l'état de fracturation du milieu sur le mouvement rocheux de Séchilienne. Au contraire, sur des glissements de terrain affectant des sols avec une nappe phréatique proche de la surface, la vitesse des ondes P est très sensible à la hauteur d'eau. La vitesse des ondes S semble être le meilleur paramètre pour caractériser des mouvements faibles à modérés dans de tels contextes (*Méric, 2006*).

Objectifs de ce travail

La vitesse des ondes de cisaillement est donc un paramètre clef dans l'estimation des risques sismique et gravitaire. L'objectif de ce travail de thèse est d'évaluer les capacités des méthodes disponibles pour estimer ce paramètre en prenant en compte la complexité des sites à étudier. On cherchera en particulier à savoir dans quelle mesure il est possible de :

- déterminer le profil vertical de vitesse des ondes de cisaillement $V_s(z)$ sur des sites de géométrie 1D,
- détecter la présence de sites complexes, de géométrie 2D ou 3D,
- imager en trois dimensions des sites complexes,
- et suivre dans le temps l'évolution du paramètre V_s .

Nous analyserons d'une part les acquisitions sismiques effectuées à vingt sites européens dans le cadre du projet NERIES. Nous étudierons d'autre part le glissement de terrain d'Avignonet en Isère (France), qui est l'un des quatre mouvements de terrain instrumentés par l'Observatoire Multidisciplinaire des Instabilités de Versants (OMIV, *www-lgit.obs.ujf-grenoble.fr/observations/omiv/omiv.html*). Ce glissement affecte des ar-

giles litées saturées et comporte plusieurs surfaces de rupture, dont la plus profonde est à 50 m de profondeur (*Lorier and Desvarreux, 2004*).

Organisation du manuscrit

Le **chapitre 1** passe en revue les principales méthodes permettant de mesurer la vitesse des ondes de cisaillement ainsi que la fréquence fondamentale. Celles-ci comprennent notamment des techniques basées sur l'inversion des ondes de surface, développées en géophysique appliquée, et des techniques utilisées à plus grande échelle en sismologie.

Les sites étudiés dans ce travail sont présentés dans le **chapitre 2** : les sites européens investigués dans le cadre du projet NERIES, et le glissement de terrain d'Avignonet.

Le **chapitre 3** s'intéresse à l'inversion des ondes de surface en milieu tabulaire. Il est divisé en deux parties. La première est une synthèse des résultats obtenus aux vingt sites européens, qui compare les courbes de dispersion et les profils de vitesse estimés par inversion des ondes de surface à ceux obtenus par des mesures plus classiques réalisées en forage. La deuxième partie traite du problème de l'inversion de la courbe de dispersion, qui est l'étape la plus problématique des méthodes utilisant les ondes de surface, et propose une méthodologie appropriée aux sites présentant un fort contraste d'impédance sismique.

Le cas de sites 2D/3D est abordé dans le **chapitre 4**. L'influence d'une interface en pente sur la courbe de dispersion et sur son inversion est analysée dans une première partie ; la deuxième partie fait une synthèse sur les moyens de détection de sites 2D/3D, en prenant en compte leur coût et leur facilité de mise en oeuvre.

Enfin, le **chapitre 5** explore les possibilités qu'offrent les techniques d'inter-corrélation pour caractériser dans l'espace et dans le temps un objet géologique complexe tel le glissement de terrain d'Avignonet.

Chapitre 1

Techniques de mesures de $V_s(z)$ et f_0

Après un rappel théorique succinct sur la propagation des ondes, ce premier chapitre décrit les principales techniques de mesure des deux paramètres principaux utilisés pour caractériser la réponse dynamique d'un site : le profil vertical de vitesse des ondes de cisaillement $V_s(z)$ et la fréquence de résonance fondamentale f_0 .

1.1 Notions théoriques

1.1.1 Les différents types d'ondes

Dans un solide isotrope infini, une excitation sismique génère deux types d'ondes de polarisations différentes : les ondes P et les ondes S. Ce sont des ondes de volume, qui se propagent en 3 dimensions dans tout le milieu à des vitesses qui dépendent de la densité du milieu et des coefficients de Lamé (μ , le module de cisaillement, et λ , le deuxième coefficient de Lamé). Les ondes P, ou ondes longitudinales, ont un mouvement particulier dans la direction de propagation de l'onde (Figure 1.1a). Au contraire les ondes S, ou ondes de cisaillement, engendrent un mouvement perpendiculaire à la propagation. On distingue généralement les ondes SV, dont le mouvement est dans le plan vertical contenant la direction de propagation (Figure 1.1b), des ondes SH, dont le mouvement est dans le plan horizontal.

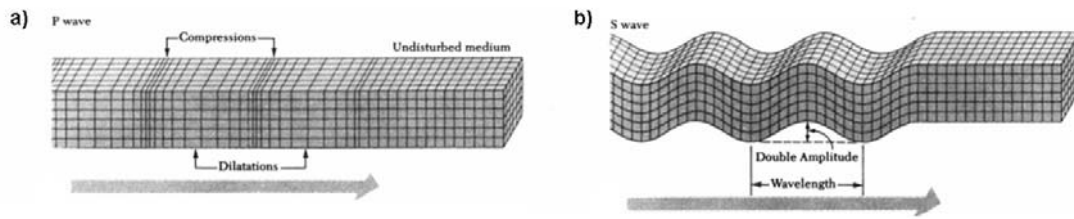


FIG. 1.1 – Polarisation of the (a) P and (b) S wave. From Lay and Wallace (1995).

En géophysique, le milieu de propagation des ondes (le sous-sol) n'est ni isotrope ni infini. D'autres types d'ondes restent piégées au niveau des interfaces et notamment de la surface libre : les ondes de surface.

Dans le cas d'un milieu stratifié horizontalement (ou milieu tabulaire), on distingue les ondes de Rayleigh et les ondes de Love. Les ondes de Rayleigh résultent d'interférences entre les ondes P et les ondes SV réfléchies sur la surface libre et aux interfaces. Elles sont polarisées dans le plan vertical incluant la direction de propagation (Figure 1.2a). Les ondes de Love résultent d'interférences entre les ondes SH, et sont polarisées transversalement dans le plan horizontal (Figure 1.2b).

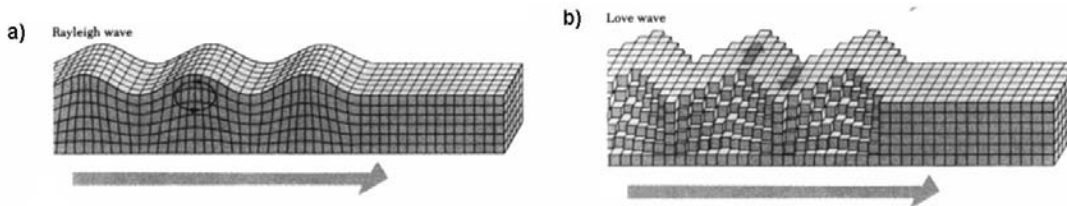


FIG. 1.2 – Polarisation of the fundamental mode of the (a) Rayleigh and (b) Love wave. From Lay and Wallace (1995).

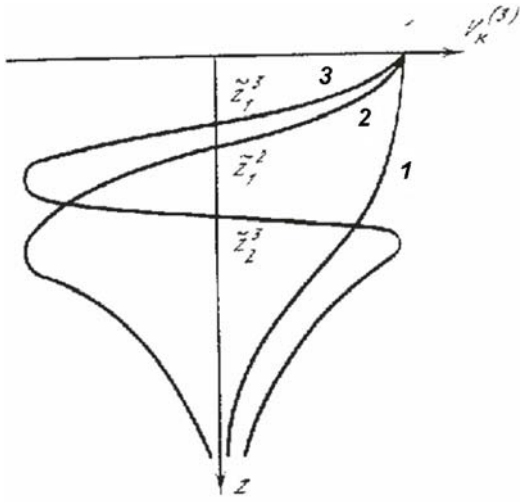
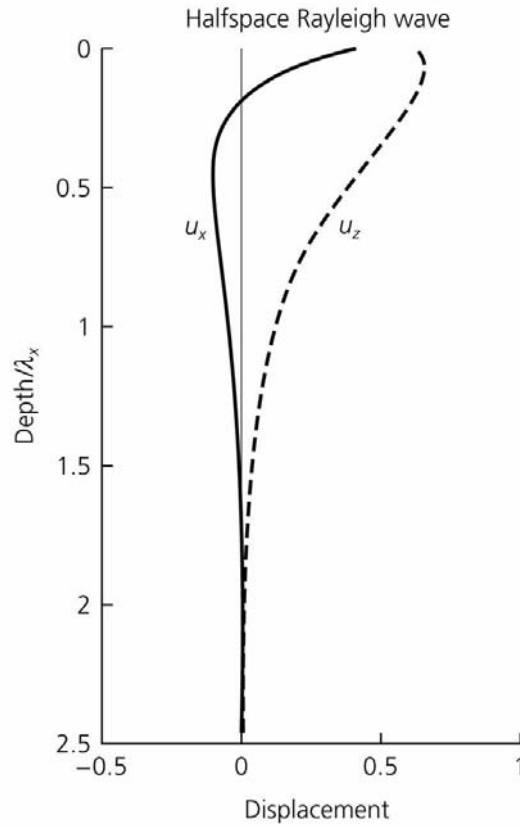


FIG. 1.3 – Amplitude decay of the fundamental (1) and two first higher modes (2 and 3) of the Love wave in a stratified medium. From Keilis-Borok (1986).

FIG. 1.4 – Amplitude decay of the vertical (u_z) and longitudinal (u_x) component of the Rayleigh wave in a homogeneous half space. From Stein and Wysession (2003).



Les ondes de surface sont des solutions de l'équation d'onde vérifiant deux conditions aux limites qui décrivent le piégeage de l'énergie proche de la surface libre :

- la condition de surface libre (annulation des contraintes à la surface libre),
- la décroissance de l'amplitude à grande profondeur (amplitude nulle à une profondeur infinie).

Dans un milieu stratifié où la vitesse varie avec la profondeur, il existe plusieurs solutions de l'équation d'onde qui vérifient ces conditions aux limites : ces différentes solutions sont différents modes de l'onde de surface. La Figure 1.3 montre l'évolution avec la profondeur de l'amplitude des trois premiers modes de l'onde de Love : l'énergie du mode fondamental (1) est essentiellement concentrée au niveau des couches superficielles, tandis que celle des modes supérieurs (2 et 3) pénètre plus profondément. De plus, la profondeur de pénétration des ondes de surface dépend de la longueur d'onde considérée (ou, de façon équivalente, de la fréquence), comme le montre la Figure 1.4 pour le cas le plus simple du monde fondamental de l'onde de Rayleigh dans un demi-espace homogène.

La vitesse des ondes de surface (Rayleigh et Love) dépend essentiellement du profil de vitesse des ondes de cisaillement (épaisseurs et valeurs de vitesse V_s des différentes couches, Xia *et al.*, 1999). Dans une moindre mesure, elles sont aussi influencées par le profil de densité et, pour les ondes de Rayleigh, par le profil de vitesse des ondes P.

Dans des milieux où la vitesse V_s varie avec la profondeur, les ondes de surface sont

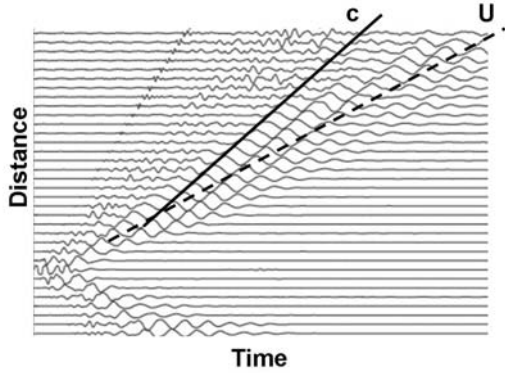


FIG. 1.5 – Difference between phase (c) and group (U) velocity on a real field example.

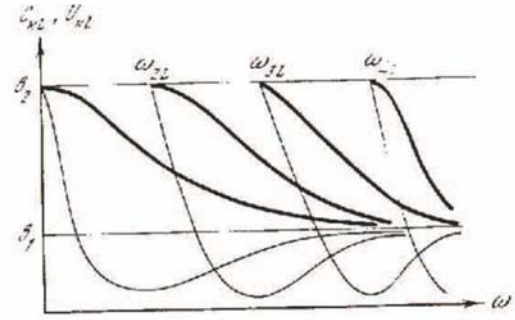


FIG. 1.6 – Love wave different modes in a 1 layer over half space medium. Thick lines : phase velocity, thin lines : group velocity. From Keilis-Borok (1986).

dispersives : leur vitesse dépend de leur profondeur de pénétration, donc de leur fréquence. On distingue alors leur vitesse de groupe U (vitesse du paquet d'énergie, c'est à dire du maximum de l'enveloppe du signal) de leur vitesse de phase c (vitesse de chacun des maxima locaux du signal)[Figure 1.5]. De plus, les différents modes se propagent à des vitesses différentes, le mode fondamental ayant la vitesse de phase la plus faible (Figure 1.6).

Enfin, du fait de leur expansion cylindrique, l'énergie des ondes de surface décroît moins rapidement avec la distance que celle des ondes de volume, qui ont une expansion sphérique. Elles dominent donc généralement le champ d'onde généré par une source superficielle dans des régions situées à plus de quelques longueurs d'onde de la source.

1.1.2 La fréquence fondamentale d'un site

Lorsqu'un fort contraste positif d'impédance sismique sépare deux unités géologiques, les ondes sont réfléchies à l'interface et restent piégées dans l'unité superficielle de plus faible impédance. Ce phénomène induit une amplification des ondes dans cette unité, qui est essentiellement liée au piégeage des ondes S et des ondes de surface. Comme mentionné dans l'introduction, ce phénomène explique l'importance de connaître le profil de vitesse en onde S , $V_s(z)$.

Dans le cas le plus simple d'une couche homogène de sédiments relativement meubles déposés sur un socle rocheux plus rigide, un phénomène de résonance 1D se développe. La fréquence fondamentale f_{01D} liée à cette résonance dépend de l'épaisseur h de la couche de sédiments ainsi que de V_s , sa vitesse en onde S (Haskell, 1960) :

$$f_{01D} = \frac{V_s}{4h}. \quad (1.1)$$

Dans le cas de structures plus complexes 2D (vallées dont la profondeur est du même ordre de grandeur que la largeur), les interférences entre les ondes réfléchies en bords de

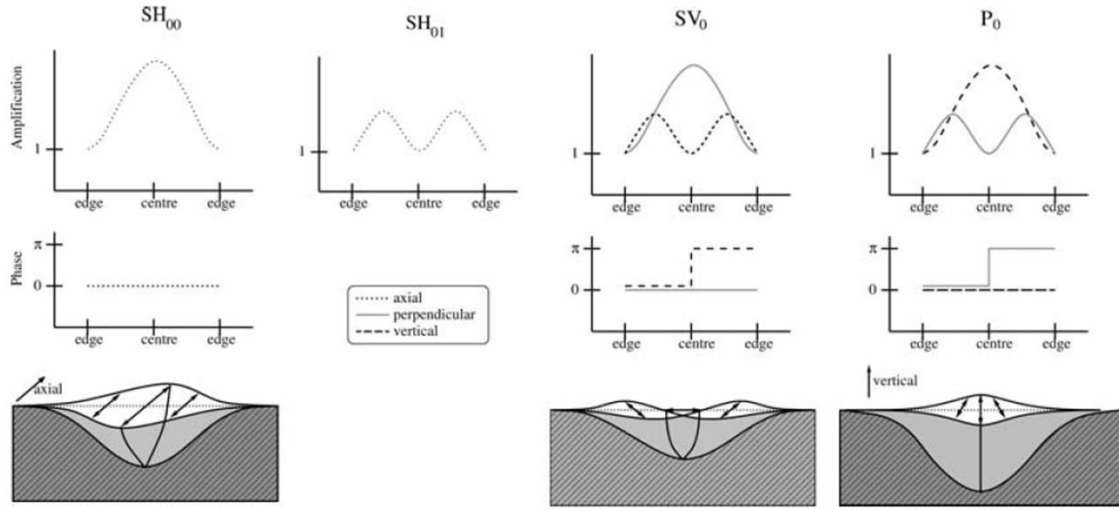


FIG. 1.7 – Amplification, phase and particle motion of the three fundamental modes of a sine shaped valley for the corresponding critical shape ratio and amplification for the first higher mode SH_{01} . From Roten et al. (2006).

vallée et en profondeur conduit à la formation d'ondes stationnaires. On parle de résonance 2D. La fréquence fondamentale est alors constante à travers la vallée entière (*Tucker and King, 1984; Bard and Bouchon, 1985; Steimen et al., 2003*). *Bard and Bouchon (1985)* ont montré que trois modes fondamentaux existent : un mode SH, un mode SV et un mode P. Le mode SH ne fait intervenir que la composante axiale (dans l'axe de la vallée), tandis que les modes P et SV excitent tous les deux les composantes verticale et perpendiculaire à la vallée (Figure 1.7). Pour le mode fondamental SH_{00} , le mouvement est en phase dans toute la vallée, et l'amplification est maximale au centre. Ces mêmes caractéristiques sont observées pour la composante verticale du mode P_0 et la composante perpendiculaire du mode SV_0 . Au contraire, pour la composante perpendiculaire du mode P_0 et la composante verticale du mode SV_0 , la phase change et l'amplification présente un noeud au centre de la vallée (Figure 1.7).

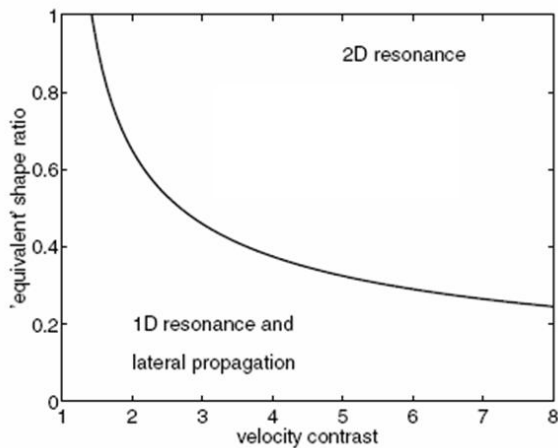


FIG. 1.8 – Critical shape ratio separating 1D and 2D resonances in the SH case. Shape ratio is h/l (thickness over half width). Modified from *Bard and Bouchon (1985); Roten and Fäh (2007)*.

Pour distinguer les vallées dont le comportement sismique est caractérisé par une résonance 2D, *Bard and Bouchon* (1985) ont introduit la notion de rapport de forme critique. Pour les vallées théoriques de forme sinusoïdale, le rapport de forme est défini par le rapport entre épaisseur maximale des sédiments h et demi-largeur de la vallée l . Pour des vallées de forme arbitraire, ce paramètre est remplacé par le rapport de forme équivalent $h/2w$, où $2w$ est la largeur totale sur laquelle l'épaisseur des sédiments est supérieure à la moitié de l'épaisseur maximale. Le rapport de forme critique dépend du rapport de forme de la vallée ainsi que du contraste de vitesse entre sédiments et socle rocheux (Figure 1.8).

Les fréquences fondamentales des trois modes f_{SH} , f_{SV} et f_P sont alors d'autant supérieures à la fréquence 1D que le rapport de forme est grand (*Bard and Bouchon*, 1985) :

$$f_{SH} = f_{01D} \cdot \sqrt{1 + \left[\frac{h}{w} \right]^2}, \quad (1.2)$$

$$f_{SV} = f_{01D} \cdot \sqrt{1 + \left[\frac{h}{2w} \right]^2}, \quad (1.3)$$

$$f_P = f_{01D} \cdot \sqrt{1 + \left[\frac{2.9h}{2w} \right]^2}, \quad (1.4)$$

où f_{01D} est la fréquence fondamentale théorique de résonance 1D d'une couche d'épaisseur h et de vitesse Vs (équation 1.1).

1.2 Mesures de Vs

La sismologie (partie de la géophysique qui s'intéresse à l'émission et à la propagation des ondes mécaniques) se divise en 'sismologie globale', qui s'intéresse à l'ensemble ou à une part importante de la planète, et 'exploration sismique', qui se concentre sur des échelles plus petites, de la croûte terrestre à la proche surface. Ces deux champs de la sismologie ont développé de nombreuses méthodes de mesures de vitesse sismique, qu'il est difficile de classer parce qu'en développement permanent, s'inspirant les uns des autres. Cette section décrit les principales techniques de mesure de la vitesse des ondes de cisaillement, en commençant par les techniques développées dans le domaine de la géophysique appliquée (qui utilisent en général du matériel portable et des acquisitions ponctuelles dans le temps), puis en se concentrant sur celles développées en sismologie globale (basées au contraire sur du matériel installé sur des durées plus longues, de plusieurs mois à des dizaines d'années).

1.2.1 Méthodes issues de la prospection géophysique

Ces méthodes se divisent en plusieurs catégories, selon la partie du champ d'ondes qu'elles utilisent. Les premières méthodes, développées pour certaines dès la deuxième moitié du 19^e siècle, sont basées sur l'interprétation des temps d'arrivées des ondes de volume. Depuis le milieu du 20^e siècle, des techniques utilisant les ondes de surface ont également été mises au point et sont de plus en plus utilisées dans l'exploration de proche surface. Enfin, le développement rapide de l'informatique depuis la fin du 20^e siècle permet d'envisager de nouvelles techniques basées sur le champ d'ondes complet.

Utilisation des ondes de volume

– Les techniques en forage

Les techniques sismiques les plus utilisées par les ingénieurs géotechniciens restent, encore aujourd'hui, les techniques en forage : up-hole (récepteur en surface et source descendue dans le forage), down-hole (source en surface et récepteurs dans le forage) ou cross-hole (source dans un forage et récepteur dans un autre, à la même profondeur). Ces techniques permettent d'estimer un profil de la vitesse des ondes (P ou S) de façon précise et continue en profondeur, mais latéralement ponctuelle. Les deux premières (up- et down- hole) mesurent la vitesse des ondes se propageant verticalement, le long du forage. Au contraire, les essais cross-hole mesurent les vitesses pour des propagations horizontales. Ces deux mesures de la vitesse des ondes peuvent être différentes dans le cas de sols avec une anisotropie entre les directions verticale et horizontale (e.g. dans des argiles, *Graham and Houlsby*, 1983).

Comme toute technique de mesure, les méthodes en forage comportent des sources d'erreurs. Les essais cross-hole peuvent d'une part être biaisés, en cas de fort contraste de vitesse, par les ondes réfractées se propageant non pas en ligne droite, mais dans l'unité la plus rapide. Ils sont d'autre part très sensibles à la mesure de la verticalité du trou (c'est-à-dire à la mesure de la distance entre source et récepteur). Par ailleurs, les essais

down-hole comme les essais cross-hole font intervenir des gammes de fréquences beaucoup plus hautes (≈ 100 à 1000 Hz) que les techniques de surface décrites ci-après, et donnent une information ponctuelle, c'est-à-dire peu sensible à la fracturation du milieu ou à la présence d'hétérogénéités à longueurs d'ondes intermédiaires.

Malgré ces sources d'erreur, ces différences avec les mesures de surface et leur coût croissant exponentiellement avec la profondeur des forages, ces techniques en forage restent la référence dans le milieu du génie civil. Elles sont donc utilisées comme méthode 'de référence' dans la partie de cette thèse consacrée à l'analyse comparative entre techniques classiques et inversion des ondes de surface (section 3.1).

– Sismique réfraction

La vitesse des ondes de cisaillement peut également être mesurée à partir de profils sismiques déployés en surface, par des techniques similaires à celles utilisées pour les ondes P. La seule différence se trouve au cours de l'acquisition, pour laquelle on utilise des géo-

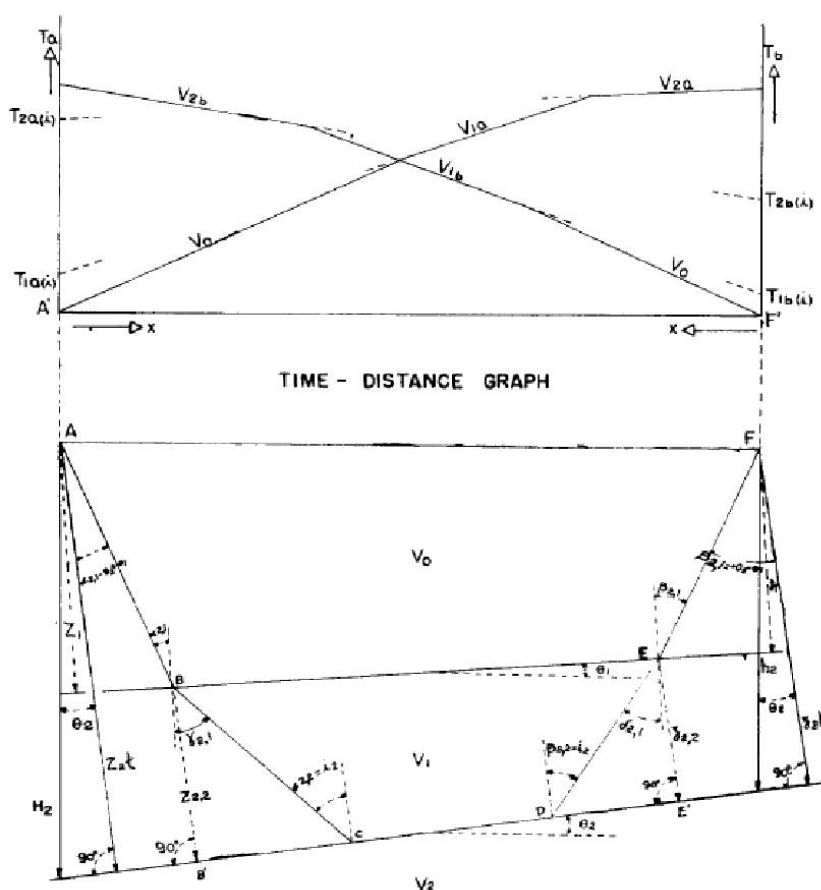


FIG. 3. Refraction along the top of a layer with velocity V_3 overlain by two layers with successively lower velocities, V_1 and V_0 .

FIG. 1.9 – Illustration of the multi dipping layer algorithm on a 3 layer case. From Mota (1954).

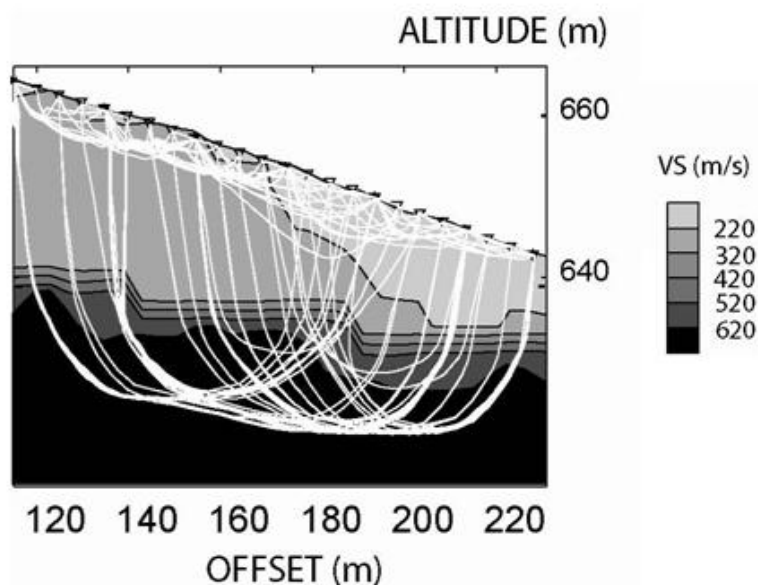


FIG. 1.10 – Example of SH refraction tomography. White lines are ray paths. From Jongmans et al. (2009).

phones horizontaux positionnées perpendiculairement au profil et une source génératrice d'onde SH. Celle-ci peut être par exemple une poutre en bois suffisamment chargée (par des personnes ou une roue de voiture), ou encore une poutre en acier en forme de I enfoncée dans le sol (Hunter et al., 2002). La soustraction des signaux générés en frappant de chaque côté de la poutre permet de supprimer d'éventuelles ondes P.

La sismique réfraction utilise les temps de propagation des premières arrivées (les ondes directes et réfractées) pour obtenir une section 2D du sous-sol (vitesses de propagation horizontale). Basées sur l'hypothèse d'une augmentation de la vitesse avec la profondeur, les méthodes de réfraction classiques ne permettent pas d'imager certains niveaux appelés couches cachées. Celles-ci sont soit des niveaux de vitesse inférieure à celle de l'horizon sus-jacent (aucune onde ne se propage le long de l'interface), soit des niveaux de faible épaisseur (l'onde réfractée se propageant le long de cette interface arrive après celle se propageant sur l'interface en-dessous).

De nombreuses techniques de complexités différentes ont été développées. En particulier, la technique des multiples interfaces en pentes (Mota, 1954, Figure 1.9) est utilisée dans la suite de ce travail. Elle permet de retrouver, à partir de l'interprétation des temps d'arrivées des tirs frappés à chaque extrémité du profil (et éventuellement au milieu), les vitesses de plusieurs couches séparées par des interfaces planes de pendages quelconques, mais de même azimuth. Des techniques plus complexes telles la méthode plus/moins (Hagedoorn, 1958) ou la Generalized Reciprocal Method (GRM, Palmer, 1969) permettent de retrouver les détails de la géométrie des réfracteurs les plus profonds, en estimant les vitesses moyennes de chacune des couches supérieures.

Les techniques de tomographie des temps d'arrivées permettent d'imager plus précisément des variations latérales de vitesse, mais lissent les interfaces. Ces techniques sont basées sur l'interprétation d'un plus grand nombre de tirs le long du profil et sont donc plus lourdes. Dans cette thèse, nous utilisons la Simultaneous Iterative Reconstruction Technique (SIRT, *Dines and Lytle, 1979*, Figure 1.10). A chaque itération, la lenteur de chacune des cellules de la grille tomographique est corrigée en fonction des écarts entre temps mesurés et temps prédits pour chaque rai la traversant.

Les sources génératrices d'ondes SH (poutre en bois par exemple) permettent en général de produire suffisamment d'énergie pour des profils de 200 m de long au maximum, dans des environnements calmes (*Hunter et al., 2002*). Cette limitation en longueur de profil limite la profondeur de pénétration de la sismique réfraction en ondes SH à environ 30 à 50 m.

– Sismique réflexion

La sismique réflexion a surtout été développée par et pour l'industrie pétrolière (e.g. *Yilmaz, 2000*), pour des échelles de plusieurs kilomètres à plusieurs dizaines de kilomètres (et généralement en 3D), avec des moyens beaucoup plus importants que ceux disponibles en géotechnique et génie civil. Depuis une trentaine d'années, elle a été adaptée à des applications de proche surface, d'abord en utilisant les ondes P, puis les ondes S pour pouvoir utiliser directement les résultats dans l'étude des effets de site (*Hunter et al., 2002*).

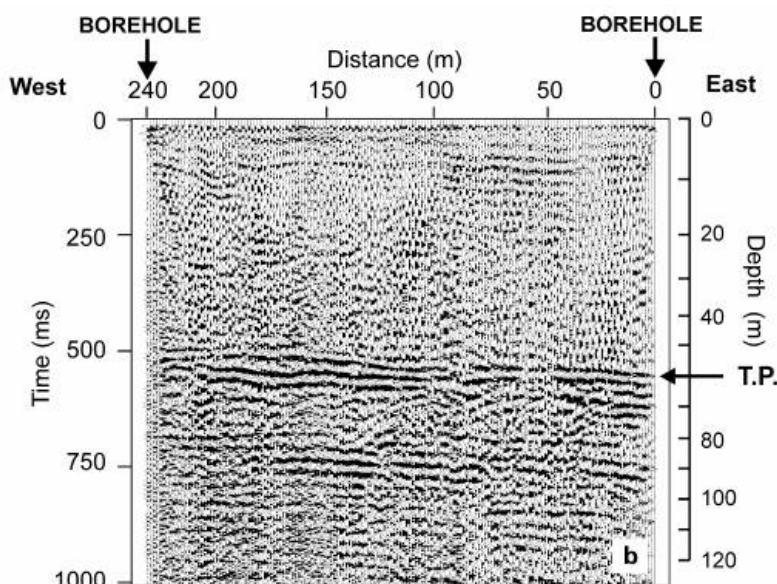


FIG. 1.11 – Example of SH reflexion. From *Hunter et al. (2002)* : “A 12-fold Common Mid Point stack of SH reflection data using a 7.5 kg hammer and I-beam source in a ‘noisy’ suburban area of Fraser River delta, BC. The dipping reflector interpreted to be the top of Pleistocene (T.P.) was subsequently confirmed by geological and geophysical borehole studies”.

La sismique réflexion reste cependant beaucoup plus complexe que la sismique réfraction, à la fois pour l'acquisition et pour le traitement des données. Au cours de l'acquisition, les géophones sont en effets déplacés de nombreuses fois, nécessitant une main d'oeuvre importante. De plus le traitement des données est un va-et-vient entre trois étapes principales (pré-traitement, traitement et post-traitement), elles-mêmes subdivisées en de nombreuses analyses (normalisation, assemblage des données, corrections des statiques, filtrage, analyse de vitesse, suppression des multiples, reconstitution de la section, migration ...).

Appliquée avec les mêmes sources d'ondes SH que pour la sismique réfraction, la sismique réflexion permet d'imager le sous-sol jusqu'à 50 à 100 m de profondeur (*Hunter et al.*, 2002; *Dasios et al.*, 1999, Figure 1.11).

Inversion de la dispersion des ondes de surface

Les ondes de surface représentent la partie la plus énergétique des signaux générés en surface. Pour les techniques que nous venons de décrire, elles constituent du bruit, masquant les arrivées des ondes de volume. Depuis le milieu du 20^e siècle, d'autres méthodes ont été développées pour exploiter cette partie du signal.

Les méthodes en ondes de surface sont toutes basées sur l'inversion de la dispersion des ondes de surface (Rayleigh ou Love) en faisant l'hypothèse d'ondes planes se propageant dans un milieu stratifié horizontalement. Elles se décomposent en deux temps :

1. calcul de la courbe de dispersion à partir des enregistrements sismiques,
2. inversion de cette courbe de dispersion pour retrouver le profil 1D de vitesse Vs (la dépendance de la dispersion aux profils de Vp et de densité est trop faible pour pouvoir inverser ces paramètres).

– 1^{ère} étape : calcul de la courbe de dispersion

Les techniques pour mesurer la courbe de dispersion se divisent en deux catégories, en fonction du type de source qui génère les signaux enregistrés : les méthodes actives et les méthodes passives. Les premières enregistrent les vibrations générées par une source sismique artificielle et contrôlée. Le contenu spectral des signaux est en général supérieur à 2 Hz (*Tokimatsu*, 1997), ce qui correspond à une profondeur de pénétration de quelques dizaines de mètres (*Jongmans and Demanet*, 1993; *Park et al.*, 1999; *Socco and Strobbia*, 2004). Au contraire, les méthodes passives enregistrent le bruit ambiant, produit par des sources de fréquences plus basses (*Aki*, 1957; *Satoh et al.*, 2001; *Okada*, 2003). Elles permettent d'investiguer de plus grandes profondeurs.

• Sismique active

La première technique développée en sismique active pour utiliser les ondes de surface est la Spectral Analysis of Surface Waves (SASW, *Nazarian and Stokoe*, 1984). Les mouvements du sol sont enregistrés en deux points alignés avec une source impulsive (coup de masse sur une plaque de métal par exemple). La courbe de dispersion est estimée en mesurant, par transformée de Fourier, le déphasage entre les deux signaux à chaque fré-

quence. Ce déphasage est converti en temps de trajet puis en vitesse de phase à partir de la période concernée et de la distance entre les deux capteurs. On fait alors l'hypothèse que le mode fondamental de Rayleigh est la seule onde enregistrée. Dans la pratique, cette technique est limitée par l'influence de modes supérieurs ou d'autres types d'ondes (ondes de volume par exemple), qui sont en fait souvent présents dans le champ d'onde mesuré.

Dans le but de pouvoir identifier la présence de modes supérieurs et d'avoir une meilleure résolution, *Park et al.* (1999) proposèrent la Multi-channel Analysis of surface waves (MASW). Cette méthode est une adaptation de la SASW à des enregistrements avec de nombreux géophones en profils : le dispositif d'acquisition est similaire à celui de la sismique réfraction en ondes P (ondes de Rayleigh) ou en ondes SH (ondes de Love). Différentes techniques de traitement du signal peuvent être appliquées pour transformer le signal de l'espace temps - distance à l'espace de la courbe de dispersion : l'espace fréquence - vitesse. La technique la plus simple consiste à représenter le signal dans l'espace fréquence - nombre d'ondes (FK), soit par transformée de Fourier 2D, soit par beam-forming (*Lacoss et al.*, 1969), algorithme utilisé ici et décrit plus loin pour la sismique passive. On passe alors de l'espace FK à l'espace fréquence - vitesse par la relation :

$$s(f) = \frac{|k|}{2\pi f}, \quad (1.5)$$

où s est la lenteur (en s/m), k est le nombre d'ondes (en rad/m) et f la fréquence (en Hz). La Figure 1.2.1 montre un exemple de courbe de dispersion obtenue par MASW.

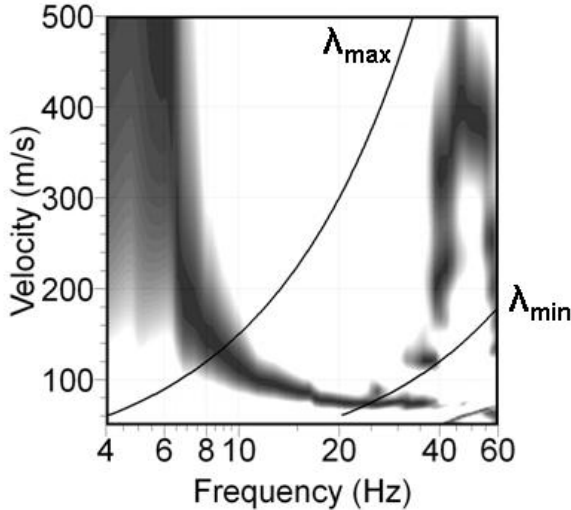


FIG. 1.12 – Example of dispersion curve estimated with MASW on a set of 8 geophones spaced by 1.5 m. Nearest offset is 7.5 m.

La limite à basse fréquence en-dessus de laquelle la courbe de dispersion est fiable dépend de la résolution et des effets de champ proche. La résolution contrôle la largeur du lobe de la courbe de dispersion (*Bodet*, 2005), qui est d'autant plus étroit que le rapport longueur d'onde / longueur du dispositif (λ/L) est petit. Aux longueurs d'onde plus grandes que le dispositif, l'identification de la courbe de dispersion devient moins précise. Cependant, les effets de champ proche limitent plus encore l'estimation de la courbe de dispersion à basse fréquence (*Zywicki*, 1999).

Le champ proche est la zone proche de la source dans laquelle les ondes de surface ne peuvent pas encore être considérées planes. Deux raisons ont été avancées pour expliquer les phénomènes de champ proche : l'influence des ondes de volume, qui ont encore une grande amplitude dans le champ proche (*Tokimatsu, 1997; Sanchez-Salinero, 1987*), et le caractère cylindrique de la propagation proche de la source, avec un rayon de courbure trop petit pour être approximé par une onde plane (*Zywicki, 1999*). Pour éviter les effets de champ proche, *Stokoe et al. (1994)* recommandent de ne pas considérer les longueurs d'onde supérieures à 2 fois la distance x_1 entre source et premier récepteur : $\lambda_{max}=2.x_1$. Leur étude était cependant réalisée avec la méthode SASW, qui ne compte que 2 récepteurs. En utilisant des acquisitions en profils linéaires, i.e. où la distance entre source et premier récepteur est égale à l'espacement entre capteurs, *O'Neill (2004)* a trouvé que la longueur d'onde maximale que l'on peut mesurer de façon fiable dépend de la longueur L du profil : $\lambda_{max}=0.4 L$. Dans la mesure où nous n'utilisons pas des profils linéaires mais des tirs éloignés du dispositif, nous utilisons dans la suite de la thèse le premier de ces deux critères ($\lambda_{max}=2.x_1$, Figure 1.2.1).

A haute fréquence, l'énergie des longueurs d'onde inférieures à $\lambda_{min}=2\Delta x$ est repliée sur des longueurs d'ondes supérieures. C'est par exemple le cas sur l'image de dispersion présentée sur la Figure 1.2.1, où l'énergie dans le cadran supérieur à droite correspond au repliement de l'énergie de la courbe de dispersion aux fréquences supérieures à la courbe de λ_{min} .

- Sismique passive

Les enregistrements de bruit ambiant (AMbient Vibration measurements, AMV) s'effectuent en général avec des dispositifs différents de toutes les méthodes précédentes. Les capteurs utilisés doivent avoir une fréquence de coupure assez basse pour enregistrer correctement les fréquences souhaitées (en général jusqu'à 0.5 ou 1 Hz), et ils sont installés en réseaux de 2 dimensions (et non en ligne) pour bien résoudre toutes les directions de propagation des ondes présentes dans le bruit ambiant. Le nombre de capteurs et l'ouverture du réseau contrôlent les longueurs d'ondes dont on peut mesurer la vitesse : plus il y a de capteurs, plus la gamme est large, et plus les capteurs sont espacées, plus les longueurs d'ondes mesurables sont grandes.

Pour chaque direction de propagation, on peut calculer les longueurs d'ondes minimum et maximum qu'un réseau donné peut résoudre :

- $\lambda_{min}=Dx_{min}$,
- $\lambda_{max}=2.R$,

où Dx_{min} (resp. R) est la plus petite (resp. plus grande) distance inter-capteurs dans cette direction. Pour prendre en compte toutes les directions, on calcule la réponse théorique du réseau à une onde plane d'incidence verticale, c'est-à-dire de vitesse apparente infinie (*Wathelet, 2005*). Le rayon du pic central à sa mi-hauteur définit le plus petit nombre d'onde dont la vitesse peut être estimée (k_{min}), tandis que le nombre d'onde maximum (k_{max}) est défini par les pics de repliement, qui apparaissent avec des vitesses non infinies (Figure 1.13).

Trois techniques principales sont utilisées pour mesurer la dispersion des ondes de surface à partir de mesures passives en réseau : la méthode fréquence - nombre d'ondes

(FK, *Lacoss et al.*, 1969), la méthode haute résolution FK (HRFK, *Capon*, 1969) et la technique d'auto-corrélation spatiale (SPAC, *Aki*, 1957), modifiée pour être appliquée à des géométries plus flexibles (MSPAC, *Bettig et al.*, 2001) et pour utiliser les trois composantes du champ d'ondes (3C-MSPAC, *Köhler et al.*, 2007). Ces trois techniques sont implémentées dans le logiciel *Geopsy* de *Sesarray* (*Wathelet et al.*, 2008, www.geopsy.org), que nous utilisons dans la suite de cette thèse.

Dans chacune de ces trois techniques, les caractéristiques de la dispersion (courbes de dispersion ou d'auto-corrélation) sont reconstruites à partir de statistiques calculées sur des petites fenêtres temporelles découpées le long des signaux. La longueur de ces fenêtres est en général adaptée à chaque fréquence. De plus, les trois méthodes supposent un milieu tabulaire, sur lequel la vitesse des ondes de surface ne dépend pas de la position latérale de la mesure.

La méthode FK consiste à calculer, pour chaque fréquence, l'énergie correspondant à toutes les propagations d'ondes planes possibles (i.e. tous les azimuts et toutes les vitesses possibles), dans une gamme de nombre d'ondes prédéfinie (Figure 1.14a). Pour chaque fenêtre temporelle et chaque fréquence, la lenteur de l'onde portant le plus d'énergie est retrouvée en utilisant la relation 1.5. La courbe de dispersion et l'incertitude associée sont obtenues en représentant, à chaque fréquence, l'histogramme des valeurs de lenteurs mesurées sur toutes les fenêtres temporelles (après suppression des points aberrants pour obtenir une distribution proche d'une Gaussienne, Figure 1.14b).

La méthode HRFK est basée sur le même principe que la méthode FK, mais à chaque itération, les poids donnés à chacun des capteurs sont adaptés de manière à minimiser l'énergie portée par des nombres d'ondes différents de celui en considération. Ceci permet de mieux séparer deux ondes se propageant à des nombres d'ondes proches.

Enfin, la méthode 3C-MSPAC utilise le fait que l'auto-corrélation spatiale a la forme d'une fonction de Bessel. L'auto-corrélation spatiale est définie pour chaque pulsation ω_0 par la moyenne azimutale $\bar{\rho}$ des coefficients de corrélation $\rho(r, \omega_0)$ entre des stations situées

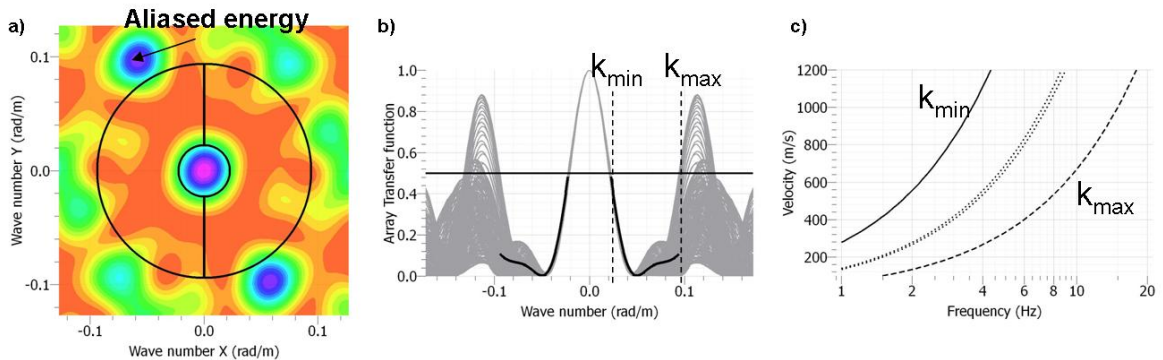


FIG. 1.13 – Assessment of the minimum and maximum wavenumbers resolved with an array of 5 sensors spread around a central one, on a 50 m radius circle. a) Theoretical response of the array. b) Sections in a) for directions ranging from 0 to 180°. c) Corresponding minimum and maximum wavenumbers in the frequency - velocity domain.

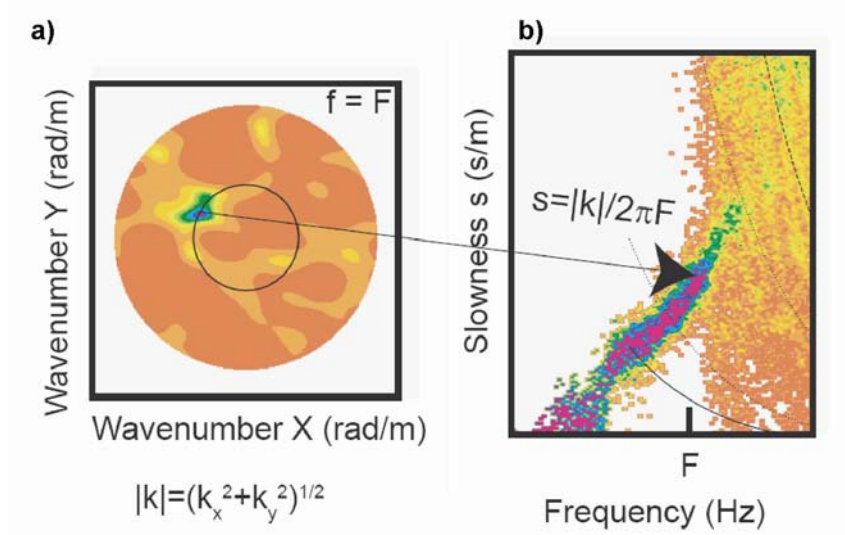


FIG. 1.14 – Ambient vibration processing : the FK method. Left : Energy map in the (k_x, k_y) domain for a single time window and frequency F . Right : Dispersion curve derived from the histogram of the slowness values at all frequencies. On this graph, outliers have been removed at frequencies lower than F , not yet at higher frequencies.

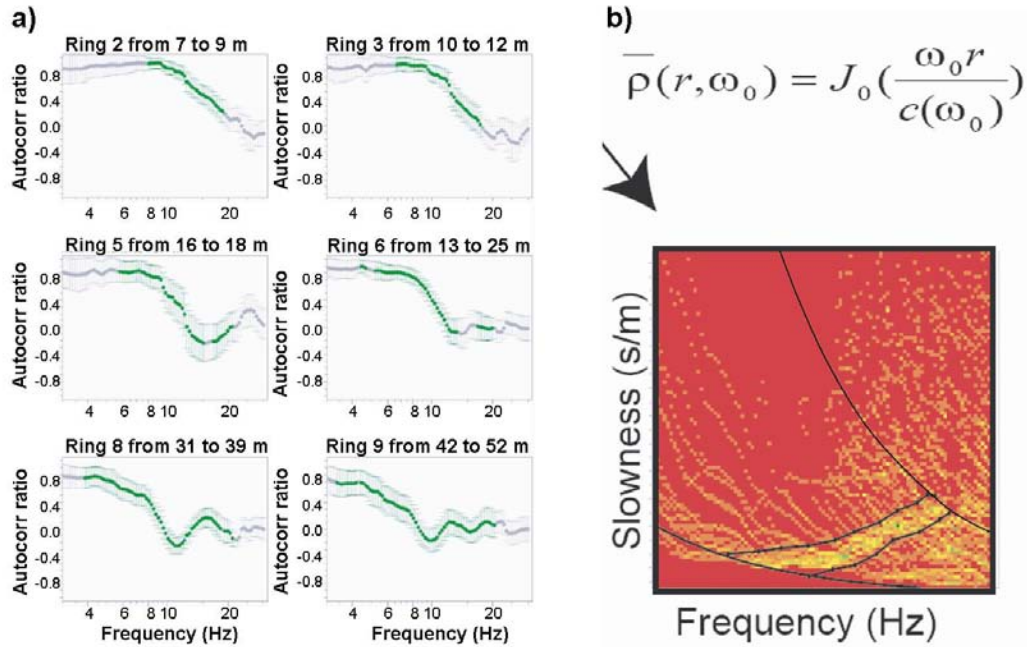


FIG. 1.15 – Ambient vibration processing : the MSPAC method. a) Auto-correlation curves computed for 6 different rings with interstations distances of respectively 7 to 9 m, 10 to 12 m, 16 to 18 m, 13 to 25 m, 31 to 39 m and 42 to 52 m. b) Corresponding dispersion image, where $s=1/c$ is the slowness, and $f=\omega_0/2\pi$. The valid range is delimited by the four continuous and dotted lines.

sur un cercle de rayon r , et une station au centre de ce cercle (equation 1.6) :

$$\rho(r, \omega_0) = \frac{\Phi(r, \omega_0)}{\Phi(0, \omega_0)}, \quad (1.6)$$

avec

$$\Phi(r, \omega_0) = \frac{1}{T} \int_0^T v_0(t, \omega_0) v_r(t, \omega_0) dt, \quad (1.7)$$

où v_0 et v_r sont les champs d'ondes enregistrés aux deux stations, et T la durée de chaque fenêtre du signal.

Cette auto-corrélation spatiale a la forme de la fonction de Bessel définie par :

$$\bar{\rho}(r, \omega_0) = J_0 \left(\frac{\omega_0 r}{c(\omega_0)} \right), \quad (1.8)$$

où c est la vitesse de l'onde.

Les fonctions d'auto-corrélations sont dans un premier temps estimées en corrélant les signaux des différentes paires de stations et en effectuant une moyenne sur les différents azimuts. Pour cela, toutes les paires de stations sont regroupées en fonction de leur distance inter-station, dans des anneaux de rayon à peu près constant. Pour chaque paire de station, le coefficient de corrélation $\rho_i(r, f)$ est calculé pour chaque fréquence f sur la gamme de fréquence étudiée, et l'auto-corrélation moyenne est calculée à partir de toutes les paires appartenant au même anneau. Dans un deuxième temps, les courbes d'auto-corrélations peuvent soit être inversées pour estimer la courbe de dispersion des vitesses de phases, en utilisant l'équation 1.8 (cette inversion est également un processus non linéaire), soit être directement inversées pour obtenir le profil de vitesse (*Wathelet, 2005*). La gamme de fréquences dans laquelle les courbes d'auto-corrélation sont fiables est sélectionnée visuellement à partir de la courbe de dispersion correspondante (Figure 1.15b).

– 2^{eme} étape : inversion de la courbe de dispersion (ou d'auto-corrélation)

Après avoir calculé la courbe de dispersion, celle-ci est inversée pour retrouver les profils 1D de vitesse des ondes de cisaillement. L'inversion se fait en tentant de minimiser l'écart (ou misfit) entre courbe de dispersion mesurée et courbe de dispersion théorique du modèle inversé (équation 1.9) :

$$misfit = \sqrt{\sum_{i=1}^n \frac{(s_{obsi} - s_{calci})^2}{\sigma_i^2 n}}, \quad (1.9)$$

où s_{obsi} , σ_i et s_{calci} sont respectivement la lenteur mesurée, son écart type, et la lenteur théorique à la fréquence f_i , avec n le nombre de fréquences.

De nombreuses techniques d'inversion existent, que l'on répartit en méthodes itératives et algorithmes de recherche directe. Les premières minimisent le misfit en modifiant les paramètres d'un modèle initial selon les propriétés locales de cette fonction (dérivées partielles ou jacobien par exemple). C'est le cas de la méthode Newton-Raphson, de la méthode des moindres carrés pondérés, ou des méthodes de gradient (*Nolet, 1981; Tarantola, 1987; Herrmann, 1987*). Ces techniques n'explorent dans l'espace des paramètres

que les modèles qui se trouvent sur son chemin de descente vers le minimum, au cours des itérations successives. Dans le cas de problèmes fortement non linéaires ou en présence de bruit, plusieurs minima locaux de la fonction existent, et la solution dépend fortement du modèle de départ (*Sambridge, 1999*).

Au contraire, les algorithmes de recherche calculent la valeur du misfit pour de nombreux modèles répartis plus ou moins aléatoirement dans l'espace des paramètres. La technique la plus simple est la méthode de Monte Carlo (*Edwards, 1992; Mosegaard and Tarantola, 1995*), où les modèles sont générés de façon totalement aléatoire avec une distribution uniforme dans tout l'espace des paramètres. Lorsque celui-ci est grand, cette technique n'est pas efficace. Pour améliorer les résultats, plusieurs approches ont été proposées : par exemple des algorithmes de voisinage (*Sambridge, 1999; Wathelet et al., 2004; Wathelet, 2008*) ou des algorithmes génétiques (*Goldberg, 1989; Yamanaka and Ishida, 1996; Kind et al., 2005; Dal Moro et al., 2007*).

L'algorithme que nous utilisons dans ce travail est un algorithme de voisinage implémenté dans le logiciel *Dinver* de *Sesarray* (*Wathelet, 2008, www.geopsy.org*). Les algorithmes de voisinages sont basés sur le découpage de l'espace des paramètres en cellules de Voronoi : à chaque itération, les cellules sont redéfinies de manière à ce que chaque modèle soit au centre d'une cellule, dont la frontière dans chacune des directions se trouve à mi-chemin du modèle voisin dans cette direction (Figure 1.16).

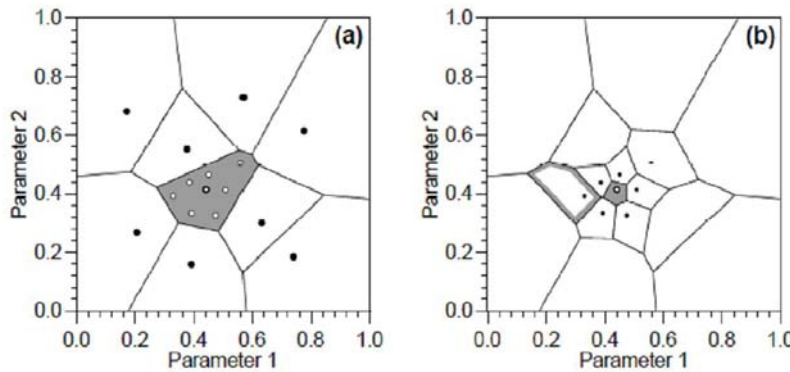


FIG. 1.16 – Voronoi cells for a two-dimensional parameter space at the first (a) and second (b) iteration. From *Sambridge (1999)*.

Avant l'inversion, on définit les paramètres suivants :

- it_{max} est le nombre maximum d'itérations,
- n_{s0} est le nombre de modèles générés au hasard au départ,
- n_s est le nombre de modèles générés à chaque itération,
- n_r est le nombre de modèles sélectionnés à chaque itération.

L'inversion se décompose alors en différentes étapes :

1. Un premier jeu de n_{s0} modèles est généré au hasard avec une distribution uniforme dans l'espace des paramètres ;
2. Les valeurs de misfit de ces nouveaux modèles sont calculées ;
3. Les cellules des n_r modèles ayant les misfits les plus faibles sont sélectionnées ;
4. n_s/n_r modèles sont générés aléatoirement dans chacune des cellules sélectionnées (distribution uniforme) ;

5. les n_s nouveaux modèles sont ajoutés à la collection et la boucle recommence à l'étape 2.

Des exemples de résultats seront donnés dans le chapitre prochain (e.g. Figure 2.2), qui décrit les sites utilisés dans ce travail de thèse. De plus, nous aborderons dans la section 3.2 le problème de la non unicité de la solution et l'importance du choix de la paramétrisation.

Inversion du champ d'onde complet

Grâce au très fort développement des capacités de calcul et de stockage réalisé en informatique, et aux progrès réalisés en modélisation (méthode des éléments finis ou des différences finies par exemple), il devient aujourd'hui possible d'inverser le champ d'onde complet enregistré en sismique active pour obtenir des images de V_p et V_s (*Forbriger*, 2003a,b; *Gélis*, 2005). Nous n'aborderons pas ces techniques dans ce travail de thèse.

1.2.2 Méthodes issues de la sismologie

Comme mentionné précédemment, la sismologie globale s'intéresse à des échelles beaucoup plus grandes, pour lesquelles les sources contrôlées utilisées en géophysique appliquée ne fournissent pas assez d'énergie. Pour mesurer la vitesse des ondes, les sismologues ont donc dans un premier temps étudié les signaux émis par des sources naturelles : les séismes. De très nombreuses cartes de vitesse ont été obtenues par tomographie, que ce soit en vitesse des ondes P ou S, de volume ou de surface, de Love ou de Rayleigh, vitesse de groupe ou vitesse de phase (pour une présentation complète des techniques de tomographie, voir *Nolet*, 1987). La première partie de ce paragraphe explicite les différentes étapes utilisées dans le chapitre 5 pour réaliser une tomographie en vitesse de groupe des ondes de Rayleigh.

Par ailleurs, des mesures du rapport V_p/V_s suggérant des variations de l'ordre de 5% avant des séismes de magnitude 4 (*Rikitale*, 1976), des techniques ont été développées pour détecter des petites variations de vitesse dans le temps. La technique la plus précise mise au point à cette époque utilise des doublets de microséismes (paires de séismes similaires, émis sur le même segment de faille avec un mécanisme au foyer identique). Cette technique des doublets (*Poupinet et al.*, 1984) est décrite dans la deuxième partie de cette section, ainsi que la technique du stretching, développée plus récemment. Elles sont toutes les deux appliquées dans le chapitre 5.

Les techniques de tomographies comme de suivi temporel basées sur l'étude des séismes se trouvent cependant limitées par la quantité de données disponible :

- la répartition des séismes à la surface de la Terre se concentre sur quelques régions tectoniquement actives, ce qui limite la résolution des cartes de vitesse dans les autres régions,
- le taux d'occurrence des séismes est faible et ne permet pas de suivre en temps réel les variations de vitesse.

Afin de contourner ces limitations, *Shapiro and Campillo* (2004) ont proposé d'utiliser de longs enregistrements de bruit ambiant pour retrouver par inter-corrélation la propagation

des ondes entre deux récepteurs. Celle-ci peut ensuite être utilisée comme un enregistrement de séisme pour des analyses tomographiques ou des études de suivi temporel. La dernière partie de ce paragraphe expose les principes de la technique d'inter-corrélation.

Tomographie en vitesse de groupe des ondes de surface

Quel que soit le domaine d'application et le type d'ondes utilisé, une tomographie s'effectue toujours en deux temps :

1. Mesure des temps de trajet entre de nombreux couples de points,
2. Inversion de ces temps de trajet pour obtenir un modèle de vitesse.

Les ondes de surface se propageant proche de la surface, avec une profondeur de pénétration d'autant plus grande que la fréquence est basse, les tomographies des ondes de surface sont des cartes établies à différentes fréquences, et ce sont ces dernières qui jouent le rôle de coordonnées inverses de profondeur. La première étape d'une tomographie en vitesse de groupe des ondes de surface est donc de mesurer les temps de trajet des paquets d'ondes (groupes) à chaque fréquence.

– Mesure des temps de trajets aux différentes fréquences

De nombreuses techniques d'analyse en temps - fréquence ont été développées. La plus simple consiste à évaluer la transformée de Fourier dans des petites fenêtres temporelles glissant le long du signal (Short-Time Fourier Transform, STFT, *Allen and Rabiner*, 1977). Dans le cas le plus simple, où les fenêtres sont simplement découpées en utilisant une fonction porte, le spectre résultant présente des rebonds. La Figure 1.17d (*Stockwell et al.*, 1996) présente le spectrogramme obtenu par cette méthode pour la série temporelle tracée sur la Figure 1.17a. Celle-ci est composée d'un signal basse fréquence dans la première moitié de temps, d'un deuxième signal de fréquence plus élevée dans la deuxième moitié, et d'un signal bref à haute fréquence et $t=20$. Le spectrogramme obtenu avec une fonction porte (Figure 1.17d) présente des contours irréguliers qui ne font pas partie du signal.

Au lieu d'utiliser une fonction porte pour extraire chaque fenêtre, il est possible d'utiliser une fonction qui ne présente pas de discontinuité, par exemple une Gaussienne. Ceci permet d'éliminer le phénomène de rebonds (Figure 1.17c). Cependant, l'amplitude des événements de très courte durée n'est pas retrouvée (par exemple à haute fréquence et $t=20$ sur la Figure 1.17). Ceci est dû au manque de résolution en temps : la fenêtre temporelle sur laquelle le spectre a été calculé est trop grande par rapport à la durée de l'événement. De manière à bien résoudre toutes les fréquences, diverses transformées ont été proposées pour adapter la longueur de la fenêtre à la fréquence.

De telles transformées s'écrivent en général sous la forme :

$$W(\tau, f) = \int_{-\infty}^{\infty} h(t)w(t - \tau, f)dt \quad (1.10)$$

où $w(t, f)$ définit la fenêtre par laquelle le signal $h(t)$ est multiplié, τ est la variable temporelle et f la variable fréquentielle.

La STFT mentionnée précédemment est un cas particulier de ces transformées, avec

$$w(t, f) = \Delta(t)e^{-i2\pi ft}, \quad (1.11)$$

où Δ est la fonction porte ou la Gaussienne par exemple.

La transformée utilisée dans le chapitre 5 pour mesurer les vitesses de groupe des ondes de surface est la S-transform (*Stockwell et al.*, 1996, <http://www.cora.nwra.com/~stockwel/>). Elle est calculée avec :

$$w(t, f) = \frac{|f|}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{t^2 f^2}{2}} e^{-2i\pi ft}. \quad (1.12)$$

La dépendance fréquentielle de la longueur de cette fenêtre est illustrée sur la Figure 1.18b, par comparaison avec la fonction porte mentionnée précédemment (Figure 1.18a).

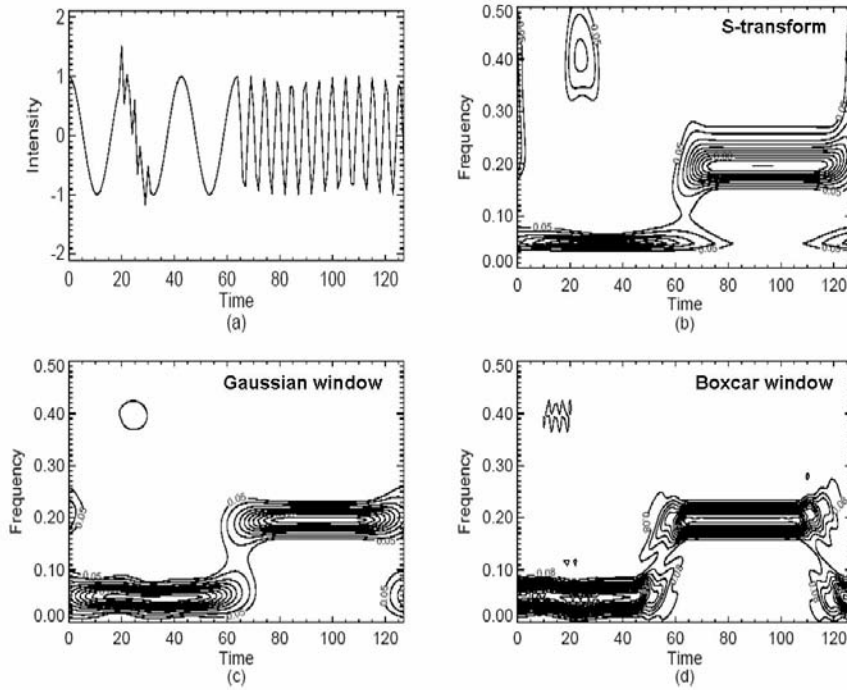


FIG. 1.17 – Comparison between S-transform and short-time Fourier transform. From *Stockwell et al.* (1996). “a) Synthetic time series consisting of a low frequency signal for the first half, a middle-frequency signal for the second half, and a high frequency burst at $t=20$. The function is $h[0 : 63] = \cos(2\pi t \times 6.0/128.0)$, $h[63 : 127] = \cos(2\pi t \times 25.0/128.0)$, $h[20 : 30] = h[20 : 30] + 0.5 \times \cos(2\pi t \times 52.0/128.0)$. (b) The amplitude of the S transform of the time series of Fig 1(a). Note the good frequency resolution for the $f = 6/128$ signal, as well as the good time resolution of the $f = 52/128$ signal. (c) The Short Time Fourier transform (STFT) of the time series in (a) using a fixed gaussian window of standard deviation = 8 units. The high frequency burst is smoothed out because of the poor time resolution of the STFT. (d) Same as (c) except that the window is a boxcar of length = 20 units.”

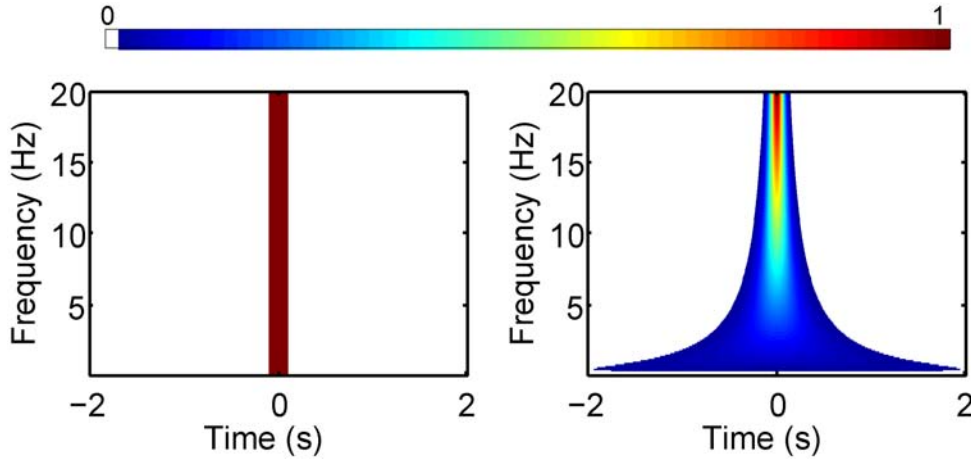


FIG. 1.18 – Representation of two windows used for frequency-time analysis : a) boxcar of length 0.2s used with short-time Fourier transform, b) modulus of the wavelet used for the S-transform.

La transformée S du signal $h(t)$ est alors, dans l'espace temps - fréquence :

$$S(\tau, f) = \int_{-\infty}^{\infty} h(t) \frac{|f|}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(t-\tau)^2 f^2}{2}} e^{-2i\pi f t} dt \quad (1.13)$$

Cette transformée est une généralisation à des signaux transitoires de la transformée de Fourier F , que l'on peut retrouver en intégrant sur la variable de temps :

$$\int_{-\infty}^{\infty} S(\tau, f) d\tau = F(f). \quad (1.14)$$

La Figure 1.17b montre l'amplitude de la S-transform de la série temporelle discutée précédemment (Figure 1.17a) : le signal bref à haute fréquence et $t=20$ est mieux défini qu'avec les techniques à fenêtre constante. Pour l'identification des temps d'arrivées des ondes de surface, cette meilleure résolution à haute fréquence est intéressante pour pouvoir mieux séparer le mode fondamental d'éventuels modes supérieurs.

– Inversion des temps de trajets

Les techniques classiques de tomographie en ondes de surface se basent sur l'hypothèse que ces ondes se propagent en ligne droite - ou sur un grand cercle lorsque la région considérée est large (Nolet, 1987). Des techniques plus complètes incluent une étape de tracé de rai pour recalculer, à chaque itération, la géométrie des rais correspondant au modèle de vitesse à cette itération (e.g. Jobert and Jobert, 1987). Nous ne les aborderons pas ici et resterons dans l'hypothèse des rais en ligne droite. Cette approximation produit des résultats satisfaisants si l'amplitude des hétérogénéités latérales sur les cartes de vitesse est assez faible pour n'induire que des variations de la géométrie des rais plus petites que la résolution désirée (Barmin et al., 2001).

L'algorithme utilisé dans le chapitre 5 est celui proposé par Barmin et al. (2001). Le problème direct est posé en terme d'écart entre les temps \mathbf{t} calculés pour le modèle

$\mathbf{m} = (\mathbf{c} - c_0)/\mathbf{c}$ et les temps \mathbf{t}_0 prédits pour un modèle initial de vitesse c_0 :

$$\delta \mathbf{t} = \mathbf{t} - \mathbf{t}_0 = \mathbf{G}\mathbf{m}, \quad (1.15)$$

avec \mathbf{G} la matrice linéaire représentant, pour chaque longueur de trajet S_{ik} de chaque rai i dans chaque cellule k , le temps de trajet dans le modèle initial :

$$G_{ik} = \frac{S_{ik}}{c_0}. \quad (1.16)$$

Supposant $\mathbf{t}^{obs} = \mathbf{t} + \epsilon$, où ϵ est la matrice des erreurs d'observation, nous cherchons le modèle \mathbf{m} qui explique au mieux les différences :

$$\mathbf{d} = \mathbf{t}^{obs} - \mathbf{t}_0, \quad (1.17)$$

tout en respectant certains critères de régularisation explicités ci-dessous.

Ce modèle solution minimise la fonction coût :

$$(\mathbf{G}(\mathbf{m}) - \mathbf{d})^T C^{-1} (\mathbf{G}(\mathbf{m}) - \mathbf{d}) + \alpha^2 \|F(\mathbf{m})\|^2 + \beta^2 \|H(\mathbf{m})\|^2, \quad (1.18)$$

qui est une combinaison linéaire de l'écart entre temps mesurés et calculés, de la variabilité spatiale et de l'amplitude des perturbations. C^{-1} est la matrice de covariance des erreurs d'observations. Le terme de variabilité spatiale (\mathbf{F}) est un opérateur gaussien de lissage spatial :

$$F(\mathbf{m}) = m(\mathbf{r}) - \sum_k K_0 \cdot e^{-\frac{|\mathbf{r} - \mathbf{r}_k|^2}{2\sigma^2}} m(\mathbf{r}_k), \quad (1.19)$$

où \mathbf{r} est le vecteur de localisation des cellules, σ est la largeur du lissage, ou longueur de corrélation, et K_0 est une constante de normalisation. Le dernier terme (\mathbf{H}) limite l'amplitude des perturbations dans les zones où la densité de rai est faible :

$$H(\mathbf{m}) = e^{-\lambda\rho}, \quad (1.20)$$

où λ est une constante à définir et ρ est la densité de rai, définie pour chaque cellule comme le rapport entre la longueur totale parcourue par tous les rais à l'intérieur de cette cellule et la longueur du côté de la cellule.

Le modèle résultant $\hat{\mathbf{m}}$ est :

$$\hat{\mathbf{m}} = (\mathbf{G}^T C^{-1} \mathbf{G} + \mathbf{F}^T \mathbf{F} + \mathbf{H}^T \mathbf{H})^{-1} \mathbf{G}^T C^{-1} \mathbf{d}. \quad (1.21)$$

Plusieurs approches ont été utilisées pour estimer la résolution du modèle obtenu. *Barmin et al.* (2001) préfèrent utiliser la matrice de résolution \mathbf{R} , qui est calculée au cours de l'inversion :

$$\mathbf{R} = (\mathbf{G}^T C^{-1} \mathbf{G} + \mathbf{F}^T \mathbf{F} + \mathbf{H}^T \mathbf{H})^{-1} \mathbf{G}^T C^{-1} \mathbf{G}. \quad (1.22)$$

Chaque ligne de cette matrice est une carte représentant la résolution à l'une des cellule du modèle, qui quantifie la dépendance de la vitesse obtenue pour cette cellule aux mesures disponibles pour les autres cellules.

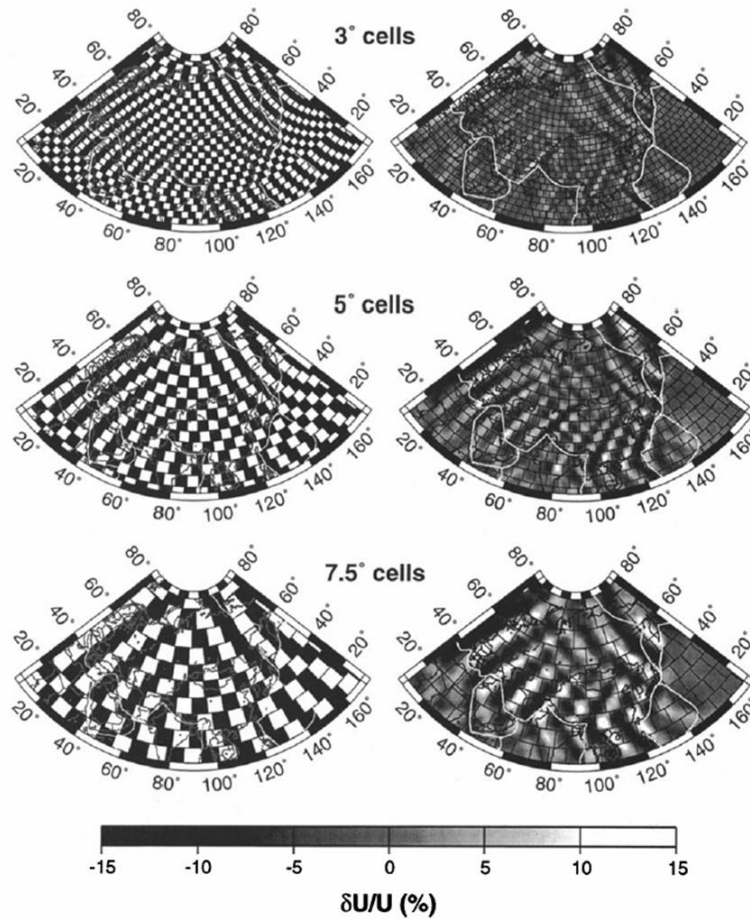


FIG. 1.19 – Example of checkboard tests from *Ritzwoller and Levshin (1998)* : “Checkerboard test for the 40 s Rayleigh wave with cells of three different sizes : (top) 3°, (middle) 5°, (bottom) 7.5°. There are regions in which 3° cells are resolved, but if cells are smaller than 5° most are not well resolved. Resolutions of 5° are observed across most of Eurasia, with the notable exception of north central Siberia, where cells are not resolved below about 7.5° in size.”

D'autres approches consistent à inverser des données synthétiques calculées sur les trajets effectivement disponibles pour percevoir la résolution du modèle inversé. Les modèles synthétiques peuvent être des échiquiers (checkboard tests, voir l'exemple de *Ritzwoller and Levshin (1998)* Figure 1.19) ; ils peuvent aussi simplement comporter une structure particulière que l'on recherche dans le modèle (spike test, voir l'exemple de *Brenguier et al. (2007)* Figure 1.20).

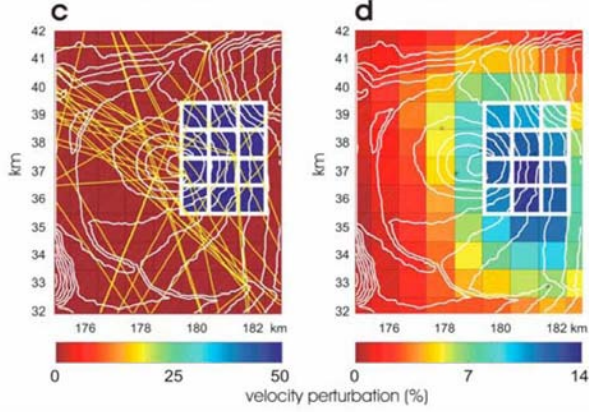


FIG. 1.20 – *Example of spike test from Brenguier et al. (2007) : “(c) Input synthetic velocity model for the spike test. The spike mesh is plotted as thick white lines. Rays are represented as yellow lines (real-case ray distribution). The 0% perturbation corresponds to a velocity of 1.5 km/s. (d) Results of inversion of the synthetic data”.*

Suivi temporel

Le but des études de suivi temporel en sismique est de détecter d'éventuelles variations au cours du temps de la vitesse des ondes dans le milieu. Pour simplifier le problème, on fait l'hypothèse que la variation relative de vitesse est uniforme dans ce milieu. *Ratdomopurbo and Poupinet* (1995) ont montré que dans ce cas, la variation relative des temps d'arrivées τ est l'opposé de celle des vitesses V :

$$\frac{\Delta\tau}{\tau} = -\frac{\Delta V}{V}. \quad (1.23)$$

Elle est donc constante le long d'un sismogramme.

Cette égalité n'est cependant vraie que lorsque les changements observés ne sont dus qu'à la propagation des ondes dans le milieu, et non à leur source. Pour étudier les variations du milieu sans se préoccuper de la source, *Poupinet et al.* (1984) ont développé une technique de suivi temporel basée sur l'analyse de doublets de séismes, émis par des sources de positions et de mécanismes au foyer identiques ou presque.

– Technique des doublets - ou Cross-Spectral Moving Window analysis (CSMW)

Cette technique se décompose en deux étapes : mesure des délais le long du sismogramme, et mesure de la variation relative de temps d'arrivée.

Dans un premier temps, chacun des deux sismogrammes est parcouru par une fenêtre glissante, d'une longueur dépendant de la gamme de fréquences analysée. Pour chacune de ces fenêtres, le délai $\Delta\tau$ entre les deux signaux est évalué dans le domaine fréquentiel, à partir de la pente b de la phase de l'interspectre (ou spectre de l'inter-corrélation) [Figure 1.21b] :

$$\Delta\tau = b/(2\pi). \quad (1.24)$$

Ce délai ainsi que l'erreur associée sont mesurés par une régression linéaire pondérée par les valeurs de cohérence à chaque fréquence (*Poupinet et al.*, 1996). La validité de la mesure est également quantifiée par la valeur moyenne de la cohérence dans la gamme de fréquences étudiée.

La deuxième étape de la méthode consiste à mesurer la variation relative de temps d'arrivées. Comme on considère que les $\Delta\tau$ évoluent linéairement avec τ le long du sis-

mogramme, cette variation relative des temps d'arrivées $\Delta\tau/\tau$ ainsi que l'erreur associée sont mesurées par une régression linéaire, pondérée par les valeurs de cohérence associées à chacun des temps τ (Figure 1.22).

– Stretching

Sens-Schönfelder and Wegler (2006) ont introduit une approche différente, où le $\Delta\tau/\tau$ est déterminé par le facteur ϵ qui permet d'étirer ou compresser l'un des deux signaux de manière à maximiser le coefficient de corrélation entre ce signal étiré et le deuxième signal. La Figure 1.23 présente les résultats pour une expérience en laboratoire (*Hadziioannou et al.*, 2009) simulant une variation relative de vitesse $\Delta V/V = 1.86 \cdot 10^{-3}$. Le maximum des coefficients de corrélation calculés pour différents ϵ permet de retrouver cette variation de vitesse. Ces auteurs ont de plus montré que la technique du stretching est moins sensible à la présence de bruit que la technique des doublets.

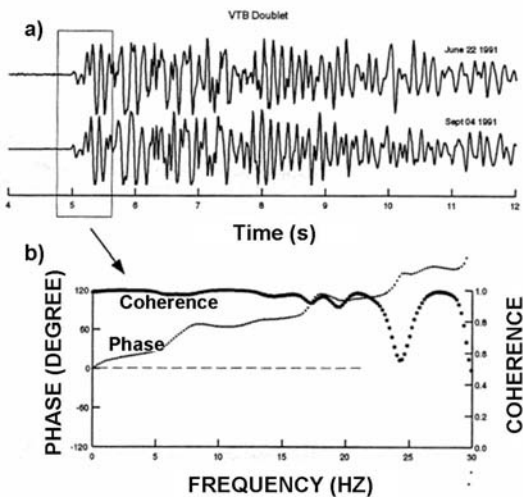


FIG. 1.21 – Example of time delay measurement from *Poupinet et al.* (1996). a) Signals recorded at station PUSV for the two earthquakes of June 22, 1991 and September 04, 1991. The box delineates the P-wave train time window used in (b). b) “The coherency of the boxed signal is good until 16 Hz. The phase spectrum of the cross-correlation is linear : the slope of the phase spectrum gives the delay between the two P-wave trains”.

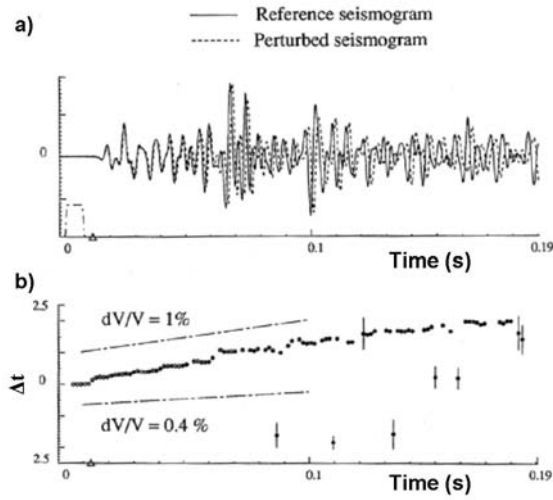


FIG. 1.22 – Effects of a constant velocity perturbation in the entire medium using a finite difference modeling of the P-SV waves propagation for a medium with 10% velocity random fluctuations. a) Vertical seismograms recorded at the surface before (continuous line) and after (dashed line) the velocity decrease. The size of the window used for Cross-Spectral Moving Window analysis (CSMW) is indicated in the lower left corner. b) CSMW measurement of time delays between waves along the entire seismogram. The velocity perturbation is 1%. In this example the time delay is proportional to the velocity change of S-waves because the coda is back-scattered S-energy. From Poupinet et al. (1996).

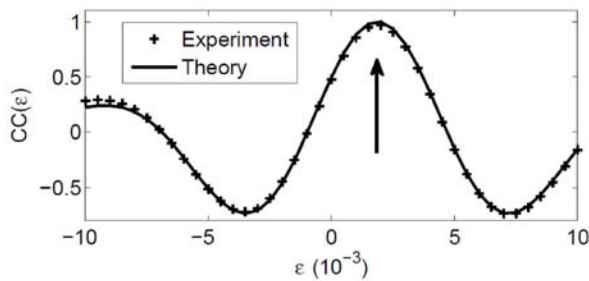


FIG. 1.23 – Example of stretching analysis, from Hadziioannou et al. (2009).

Reconstruction des fonctions de Green à partir d'inter-corrélation de bruit

Pour s'affranchir des contraintes liées à la répartition spatiale et temporelle des séismes, *Campillo and Paul* (2003) et *Shapiro and Campillo* (2004) ont proposé de retrouver les caractéristiques de la propagation entre deux stations sismiques par inter-corrélation des ondes de la coda ou de bruit ambiant.

– Convergence de la corrélation vers la fonction de Green

La fonction de Green d'un milieu entre deux points A et B correspond au champ d'ondes enregistré en B lorsqu'une source impulsionnelle est placée en A (et vice versa). En présence d'un champ diffus, l'inter-corrélation des formes d'ondes enregistrées en deux points converge vers la fonction de Green complète du milieu entre ces deux points (*Weaver, 2005*). L'utilisation de cette observation a été introduite en héliosismologie (*Duvall et al., 1993*) et en acoustique (*Weaver and Lobkis, 2001*). Par la suite, de nombreuses études expérimentales et théoriques ont été menées pour démontrer ce résultat (*Weaver and Lobkis, 2001; Lobkis and Weaver, 2001; Derode et al., 2003a,b; Gouédard et al., 2008; Colin de Verdière, 2009*).

L'une des approches les plus intuitives interprète la convergence de la corrélation de bruit vers la fonction de Green en utilisant le théorème de la phase stationnaire (*Snie-*

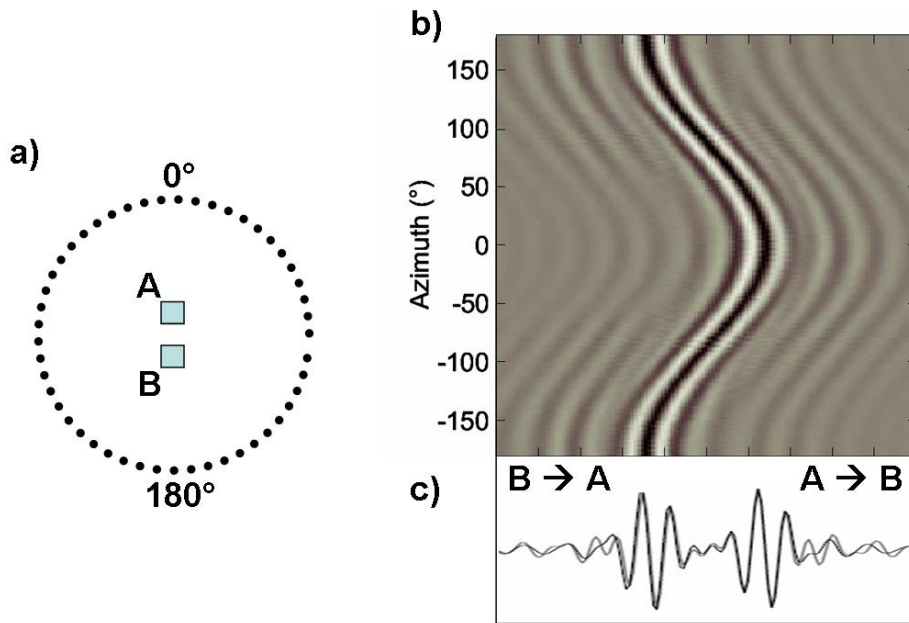


FIG. 1.24 – Interpretation of the convergence of the correlation towards the Green's function with the stationary phase theorem. Modified from *Gouédard (2008)*. a) Schematic representation of the 2 receivers A and B, and the uniformly distributed sources around the receiver pair. b) Cross-correlations computed for all sources plotted versus azimuth. c) The sum of all source contributions (black) is equal to the theoretical Green's function (grey).

der, 2004; Roux et al., 2005). Supposons un couple de récepteurs A et B enregistrant les signaux émis par des sources réparties uniformément autour d'eux (Figure 1.24a). La corrélation des enregistrements de chacune des sources correspond au projeté de la fonction de propagation dans la direction de la source, avec une arrivée principale à un temps qui décrit une sinusoïde en fonction de l'azimut de la source (Figure 1.24b). Par interférences constructives et destructives, la somme de toutes ces corrélations (qui est égale à la corrélation de la somme des signaux) correspond à la fonction de Green (Figure 1.24c). Celle-ci comprend une partie positive, qui correspond à la propagation dans un sens, et une partie négative, qui correspond à la propagation dans l'autre sens.

Cette interprétation permet également de comprendre intuitivement le taux de convergence de la fonction de corrélation vers la fonction de Green et l'amplitude du rapport signal à bruit de la corrélation. Celui-ci est souvent défini comme le rapport entre l'amplitude de la corrélation et la variance de ses fluctuations (Larose et al., 2008; Sabra et al., 2005). Larose (2006) évalue ce rapport à partir de la contribution des différentes sources, définie par leur alignement avec le couple de récepteurs. En effet, les sources parfaitement en ligne avec les récepteurs participent entièrement à la reconstruction de la fonction de Green, les sources légèrement désaxées contribuent partiellement à la fonction de Green, partiellement au bruit, et les sources très désaxées ne participent qu'au bruit. Larose (2006) définit les zones de cohérence, ensemble des positions des sources qui contribuent à la fonction de Green (Figure 1.25). Cette zone est limitée par des hyperboles dont les

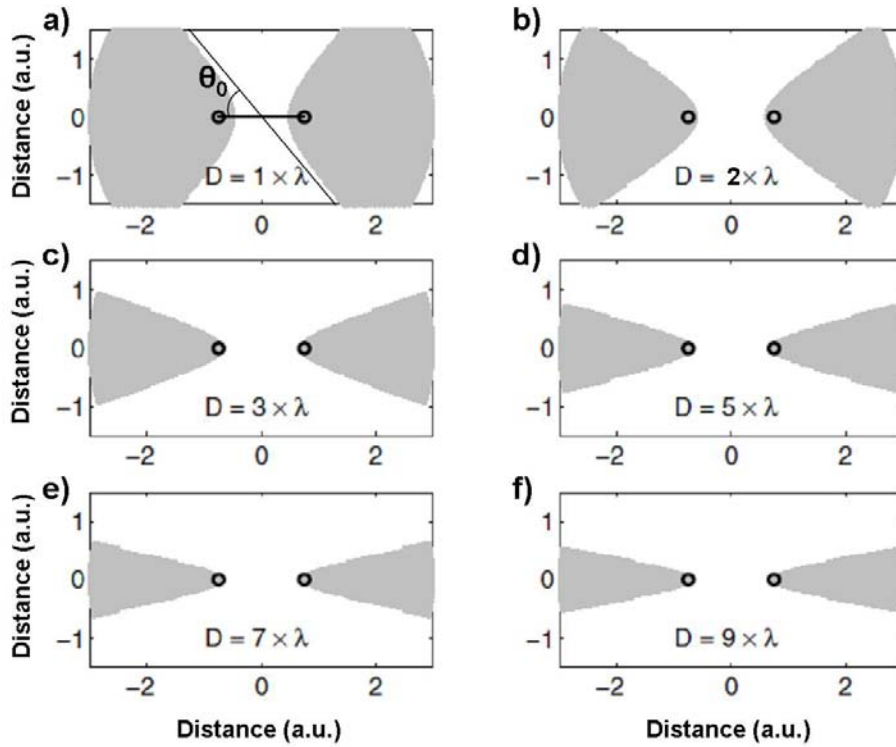


FIG. 1.25 – Coherent zones (in grey) for different ratios of λ/D . The greater the distance D between the receivers, the smaller the coherent zones, and the slower the convergence of the average in the passive reconstruction to the Green function. From Larose (2006).

tangentes forment un angle θ_0 avec l'alignement des récepteurs (Figure 1.25a), qui dépend du rapport λ/D , où λ est la longueur d'onde et D la distance entre les deux récepteurs.

Les contributions des différentes sources à l'intérieur des zones de cohérence s'additionnent de façon linéaire par interférences constructives pour créer le signal. Au contraire, les contributions des sources en dehors de ces zones s'ajoutent de manière non cohérente par interférences aléatoires, formant le bruit. *Larose* (2006) évalue alors le rapport signal à bruit SNR :

$$SNR = \frac{2}{\sqrt{2\pi}} \sqrt{\frac{T\Delta fc}{3Df}}, \quad (1.25)$$

où T est la durée de signal corrélé, c la vitesse de propagation, f la fréquence centrale et Δf la largeur de la gamme de fréquences. Le rapport signal à bruit est donc d'autant meilleur que la durée de bruit corrélé est longue, la gamme de fréquence large, la fréquence centrale basse et l'espacement entre capteurs court. Ce résultat est similaire à ceux obtenus par *Sabra et al.* (2005) ou *Weaver and Lobkis* (2005).

Par une démonstration rigoureuse qui se place dans un cadre général et ne fait aucune supposition sur le milieu de propagation, *Gouédard et al.* (2008) montrent que pour reconstruire l'exacte fonction de Green, il est nécessaire et suffisant d'avoir équipartition des modes de propagation aux frontières du milieu, qui peuvent être à l'infini. La réalisation de cette condition peut provenir soit d'une distribution spatiale uniforme des sources, comme invoqué précédemment (*Weaver and Lobkis*, 2001), soit d'un champ parfaitement diffus, les diffracteurs agissant alors comme des sources secondaires (*Lobkis and Weaver*, 2001). Aucune de ces deux conditions n'est parfaitement réalisée dans les conditions réelles rencontrées en sismologie (*Campillo*, 2006), mais la plupart des études réalisées jusqu'à présent montrent qu'elles se compensent, et permettent de reconstruire, au moins partiellement, la fonction de Green (*Derode et al.*, 2003a,b; *Larose et al.*, 2004; *Paul et al.*, 2005).

– Imperfections de la reconstruction

Le bruit sismique, en grande partie généré et enregistré en surface, est essentiellement constitué d'ondes de surface (*Bonnefoy-Claudet*, 2004). C'est donc principalement la partie de la fonction de Green relative à ces ondes qui est reconstruite par inter-corrélation. De plus, la corrélation étant un opérateur linéaire, la fonction de corrélation ne peut inclure que les fréquences initialement contenues dans le spectre des enregistrements. Si les spectres des sources de chaque côté du couple de récepteurs sont différents, les spectres des parties positive et négative de la corrélation seront différents, ce qui peut introduire dans la corrélation une asymétrie de l'amplitude mais également de la phase (*Gouédard*, 2008).

Par ailleurs, les conditions nécessaires à l'équipartition des modes sont rarement vérifiées. Les sources ne sont en effet jamais réparties de façon complètement aléatoire, mais se répètent au cours du temps en des endroits particuliers (e.g. fonds des océans pour les fréquences en-dessous de 1 Hz, routes, usines, arbres environnants pour les fréquences au-dessus de 1 Hz). Ceci limite la convergence vers la fonction de Green, qui ne peut être reconstruite qu'à un facteur de saturation près. L'amplitude des fluctuations de la

fonction de corrélation ne tend alors pas vers 0 lorsque l'on augmente la durée de bruit corrélé T :

$$Std = \frac{a}{\sqrt{T}} + b, \quad (1.26)$$

où Std est l'écart type des fluctuations, a est le terme de décroissance déduit de l'équation 1.25 et b est le terme de saturation.

Si de plus le bruit n'est pas isotrope mais possède une direction de propagation privilégiée, l'amplitude de la corrélation ne sera pas symétrique (*Stehly et al.*, 2006). Enfin, si le bruit n'est généré que par quelques sources ponctuelles qui ne sont pas dans l'axe des récepteurs, la fonction de corrélation ne correspondra pas à la fonction de Green, mais à la somme des projetés de celle-ci sur chacune des directions des sources. La corrélation reconstruite ne sera alors pas non plus symétrique, ni en phase ni en amplitude.

– Implications pour la tomographie et le suivi temporel

La première étape d'une tomographie en vitesse de groupe des ondes de surface consiste à mesurer les temps de trajet de ces ondes dans un espace temps-fréquence. Pour pouvoir utiliser les inter-corrélations, il est donc nécessaire d'avoir reconstruit correctement les arrivées directes des ondes de surface. La symétrie des corrélations est alors un critère simple permettant d'éliminer les fonctions de corrélation n'ayant *a priori* pas convergé vers la fonction de Green (e.g. *Shapiro et al.*, 2005; *Bensen et al.*, 2007).

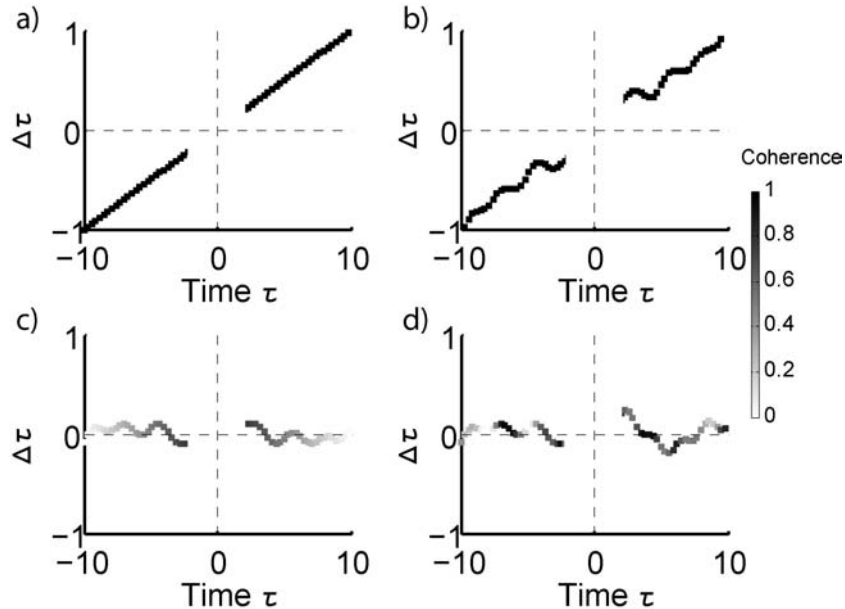


FIG. 1.26 – Schematic representation of the influence of different types of perturbations on the delay times along the seismogram. a) Uniform volicity variations in the medium. b) Non uniform velocity variations in the medium. c) Modification of the position of scatterers. d) Changes in source positions.

Au contraire, pour étudier les variations temporelles des corrélations, *Hadziioannou et al.* (2009) ont montré qu'il n'est pas nécessaire de reconstruire la fonction de Green exacte. La seule condition nécessaire est celle de la stabilité du bruit ambiant dans le temps, qui assure la stabilité de la fonction de corrélation reconstruite.

Comme nous l'avons vu, les techniques de suivi temporel sont basées sur l'hypothèse que les variations de forme d'ondes mesurées à deux dates différentes sont exclusivement dues à une variation homogène de la vitesse dans le milieu. La Figure 1.26 illustre schématiquement l'influence de différents types de variations du milieu et des sources de bruit sur les mesures de délais $\Delta\tau$. Les fonctions de corrélations incluant les deux directions de propagation (parties positive et négative de l'axe des temps τ), les graphes $\Delta\tau = f(\tau)$ comportent également une partie positive et une partie négative.

Lorsque la variation de vitesse est uniforme dans le milieu, les valeurs de délais $\Delta\tau$ évoluent linéairement avec le temps τ . Dans le cas d'une diminution homogène de la vitesse du milieu (Figure 1.26a), l'onde enregistrée sur le deuxième signal arrive après celle du premier. Elle est donc décalée vers la gauche (resp. vers la droite) pour les temps τ négatifs (resp. positifs), résultant en des $\Delta\tau$ négatifs (resp. positifs).

Si la variation dans le milieu n'est pas homogène, la courbe des $\Delta\tau = f(\tau)$ n'est pas linéaire (Figure 1.26b). Elle reste cependant symétrique par rapport au temps $\tau=0$, et les valeurs de cohérence ne sont pas affectées. Si les variations de formes d'ondes ne sont pas liées à une variation de vitesse dans le milieu, mais à des changements dans les positions des diffracteurs (Figure 1.26c), la moyenne des $\Delta\tau$ est nulle, tandis que leur variance est reliée au déplacement moyen des diffracteurs (*Snieder et al.*, 2002). De plus, la valeur de la cohérence diminue linéairement avec le temps τ . Enfin, si le contenu fréquentiel et/ou la position des sources varient entre les deux corrélations reconstruites, la courbe des $\Delta\tau = f(\tau)$ n'est pas symétrique (Figure 1.26d), et les valeurs de cohérence sont irrégulièrement diminuées.

1.3 Mesures de la fréquence fondamentale f_0

Différentes techniques permettent de mesurer la fréquence fondamentale d'un site, basées soit sur une modélisation directe à partir du profil de vitesse $V_s(z)$, soit sur des mesures du contenu fréquentiel des vibrations du sol.

1.3.1 Fonction de transfert

Dans le cas de sites où la profondeur des sédiments est faible par rapport à leur extension spatiale (cas de résonances 1D), l'amplification liée à cette couche de sol (ou fonction de transfert) peut être calculée de manière exacte à partir du profil vertical de vitesse $V_s(z)$, lorsqu'il est connu, en utilisant des techniques classiques de propagation des champs d'ondes sismiques dans des milieux stratifiés (e.g. *Thomson*, 1950; *Haskell*, 1953). Différents programmes sont disponibles pour effectuer de tels calculs, comme par exemple SHAKE (*Schnabel et al.*, 1972) ou EERA (*Bardet et al.*, 2000).

1.3.2 Rapports spectraux site/référence

Lorsque le profil de vitesse n'est pas connu, la fréquence fondamentale f_0 est estimée en calculant des rapport spectraux. La technique des rapports spectraux site/référence (*Ohta et al.*, 1978; *Kagami et al.*, 1982, 1986) compare l'amplitude des spectres de Fourier des composantes horizontales mesurée sur le site sédimentaire étudié, à celle mesurée sur un site rocheux proche. La méthode originale est basée sur l'enregistrement de séismes lointains, en faisant l'hypothèse que les effets de source et de propagation sont identiques aux deux sites. De plus, on suppose également qu'il n'y a pas d'effet d'amplification au site rocheux. Cette hypothèse n'est pas forcément respectée, par exemple si la roche est altérée en surface ou s'il y a des effets topographiques (*Bard*, 1997; *Paolucci*, 2002).

1.3.3 Rapports spectraux H/V

Nakamura (1989) introduisit une deuxième technique basée sur le calcul des rapports spectraux H/V, entre composantes horizontales et verticale au site étudié. Bien que la théorie derrière cette technique soit encore l'objet de débats, *Lachet and Bard* (1994) et *Dravinski et al.* (1996) ont montré qu'elle permet de déterminer la fréquence de résonance fondamentale, que celle-ci soit liée à une résonance 1D, 2D ou 3D. Par contre, ils ont également mis en évidence que l'amplitude des pics H/V ne correspond pas à l'amplification déterminée par la technique des rapports spectraux site/référence.

Plusieurs explications ont été proposées pour comprendre, dans le cas des résonances 1D, la correspondance entre la fréquence du pic de la courbe H/V (f_{HV}) et la fréquence fondamentale (f_0). *Bonnefoy-Claudet* (2004) et *Bonnefoy-Claudet et al.* (2006a) ont montré que selon le contraste de vitesse entre socle rocheux et remplissage sédimentaire et selon la position des sources de bruit (dans le socle ou dans les sédiments, loin ou proche),

le pic H/V peut être expliqué par la résonance des ondes S, par l'ellipticité du mode fondamental de Rayleigh, et/ou par la phase d'Airy du mode fondamental de Love.

Par ailleurs, dans le cas de résonances 2D, les pics des courbes H/V calculées individuellement sur les composantes axiale et perpendiculaire à la vallée correspondent aux fréquences de résonance des modes SH_0 et SV_0 respectivement. *Steimen et al.* (2003) ont cependant trouvé que pour détecter les résonances 2D, la technique des rapports spectraux site/référence était plus efficace que la méthode H/V.

Dans la suite de cette thèse, nous calculons les rapports H/V en utilisant le logiciel *Geopsy* de *Sesarray* (*Wathelet et al.*, 2008, www.geopsy.org). Les courbes H/V sont calculées en cinq étapes :

- 1. Découpage des signaux de chacune des trois composantes en fenêtres temporelles. La longueur de celles-ci est en général adaptée à chaque fréquence. De plus, un algorithme de déclenchement peut être utilisé pour ne pas considérer les fenêtres contenant des signaux transitoires.
- 2. Calcul et lissage des spectres de Fourier des trois composantes de chacune des fenêtres. La technique utilisée ici pour le lissage est celle proposée par *Konno and Ohmachi* (1998) .
- 3. Calcul de la moyenne quadratique des composantes horizontales pour chacune des fenêtres.
- 4. Calcul du rapport H/V pour chacune des fenêtres.
- 5. Calcul de la moyenne et de l'écart type de la courbe H/V.

L'interprétation des pics H/V en termes de résonance fondamentale est basée sur des critères de fiabilité de la courbe H/V et de clarté du pic. Ces deux critères ont été définis au cours du projet SESAME (*SESAME-project*, 2004a), dans le but d'aider à la décision quant à la fiabilité des résultats de la méthode. Le critère de fiabilité vise à valider le traitement effectué sur les données. Il est basé sur le nombre de cycles d'ondes pour chaque fréquence dans chacune des fenêtres temporelles, sur le nombre total de cycles à cette fréquence et sur l'écart type de l'amplitude du pic H/V. Le critère de clarté vise quant à lui à vérifier que la fréquence du pic H/V peut être interprétée comme la fréquence fondamentale. Il est basé sur l'amplitude du pic, sur sa largeur ainsi que sur les écarts types de sa fréquence et de son amplitude.

Chapitre 2

Description et reconnaissance des sites utilisés dans cette thèse

A cheval entre l'activité JRA4 (Réponse sismique des sites) du projet NERIES (Network of Research Infrastructures for European Seismologie) et l'Observatoire Multidisciplinaire des Instabilités de Versants (OMIV), ce travail de thèse utilise des données recueillies dans le cadre des deux projets scientifiques.

Au cours du projet NERIES, une vingtaine de sites ont été investigués en Grèce, Italie et Turquie. Les sites NERIES et les acquisitions réalisées pour leur reconnaissance géophysique sont présentés dans la première partie de ce chapitre.

La deuxième partie décrit le glissement de terrain d'Avignonet, qui est l'un des quatre mouvements de versants instrumentés par l'OMIV et est étudié dans le dernier chapitre de cette thèse.

2.1 Les sites NERIES

La caractérisation sismique de 19 sites européens prévue dans le cadre du projet NERIES (JRA4) a pour but d'une part de permettre la comparaison, sur des sites variés, des résultats obtenus par inversion des ondes de surface à ceux obtenus par les mesures plus classiques en forage (section 3.1), d'autre part de proposer et tester des outils pour appréhender la géométrie des sites (chapitre 4). Pour cela, les résultats (mais non les données) de mesures en forage étaient pour la plupart déjà disponibles. Les mesures manquantes aux sites italiens ont été effectuées par un autre groupe participant au projet, tandis qu'aux sites turcs, les résultats sont comparés à des analyses antérieures indépendantes de profils sismiques. Des mesures de sismique active (profils sismiques traités en sismique réfraction et MASW) et passive (enregistrement en réseau des vibrations ambiantes [AMV]) ont été réalisées à chacun des sites. Le LGIT (Université de Grenoble) était responsable des acquisitions de sismique active, tandis que l'Université de Potsdam s'occupait des acquisitions passives en réseau. Ces campagnes ont été rendues possibles grâce aux laboratoires partenaires dans les pays concernés : l'ITSAK en Grèce, le DPC-SSN en Italie et le GDDA en Turquie.

2.1.1 Description générale des sites

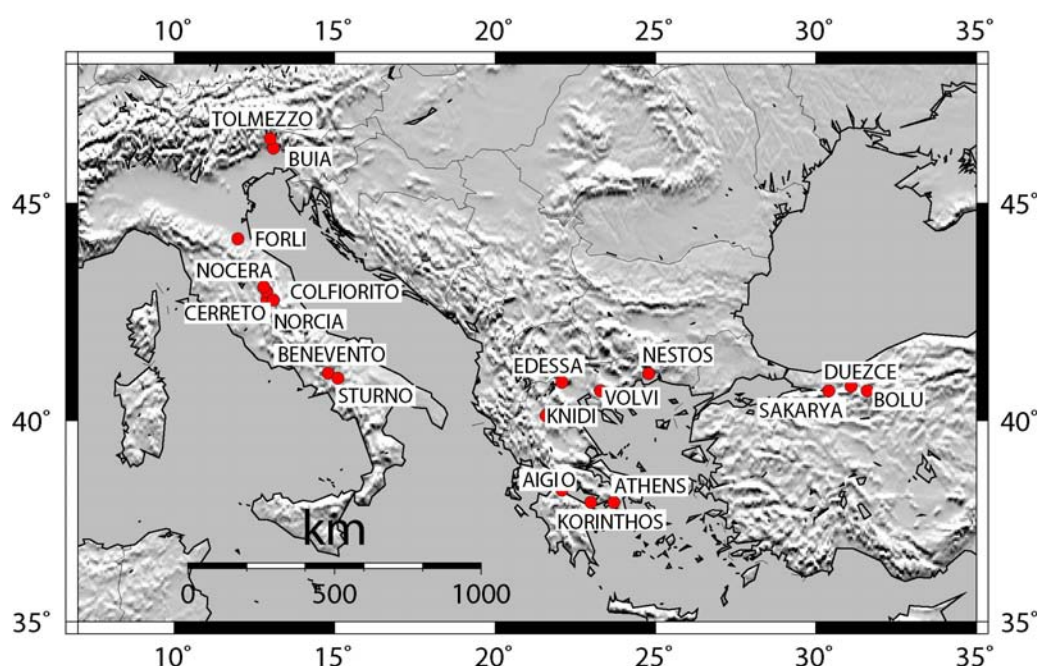


FIG. 2.1 – Location of the 19 sites investigated within the NERIES - JRA4 campaign.

Vingt sites ont été sélectionnés au sein de la JRA4 - task A (*NERIES-JRA4*, 2007) pour représenter une large gamme de contextes géologiques (selon la classification EC-8, la compacité des sols et la profondeur du substratum) et des environnements divers (centre ville, périphérie urbaine, campagne). Sur ces vingt sites, 19 se trouvent en Grèce, Italie et Turquie et ont été caractérisés au sein de la JRA4 - task C. Le vingtième est à Grenoble,

où de nombreuses données de sismique active et passive étaient déjà disponibles avant le projet. Nous ne parlerons pas de ce site dans cette thèse.

Les 19 sites NERIES discutés ici sont localisés sur la carte de la Figure 2.1. Le Tableau 2.1 rassemble leurs caractéristiques concernant le sous-sol et l'environnement anthropique. Parmi ces sites, 7 sont en Grèce, 9 en Italie et 3 en Turquie. En ce qui concerne leur environnement, 4 sites sont situés en plein centre ville, 7 sont en zone urbaine en dehors du centre, et 8 en zone rurale. Selon la classification EC-8 (Tableau 1 page 2), et à partir des mesures en forage, 2 sites sont de classe A, 7 de classe B, 4 de classe C, 1 de classe C/D, 2 de classe D et 3 de classe E. Enfin, ces sites ont des profondeurs de substratum variées. La profondeur considérée est celle du substratum sismique, défini par une vitesse des ondes de cisaillement supérieure à 800 m/s. Celui-ci ne correspond pas nécessairement au substratum géologique (interface entre sédiments et socle plus ancien), ni même au contraste de vitesse V_s le plus fort. Avec cette définition de la profondeur, 7 de ces sites sont peu profonds avec un substratum à moins de 30 m, 3 ont une épaisseur de sédiments comprise entre 30 et 100 m, et 5 sont profonds (> 100 m). Aux 4 derniers sites, la vitesse V_s est inférieure à 800 m/s jusqu'à au moins 30 m, profondeur maximale des investigations antérieures.

TAB. 2.1 – *Characteristics of the 19 sites investigated within the NERIES-JRA4 campaign. 'Shallow' refers to bedrock depth of less than 30 m, 'intermediate' to 30 to 100 m bedrock depth and 'deep' to more than 100 m bedrock depth. 'Unknown' bedrock depth means that previous geophysical and geotechnical investigations did not reach the bedrock, indicating that it lies deeper than 30 m. 'City center' refers to areas with a very lively human activity, 'urban' to other sites within cities or suburbs, 'rural' to quiet places far from any city.*

Site Name	Country	EC 8 class	Bedrock depth	Location
AIGIO	Greece	B	shallow	city center
ATHENS	Greece	B	shallow	city center
BENEVENTO	Italy	A	deep	urban
BOLU	Turkey	C	unknown	urban
BUIA	Italy	C	intermediate	rural
CERRETO	Italy	B	shallow	rural
COLFIORITO	Italy	D	intermediate	rural
DUEZCE	Turkey	C	unknown	urban
EDESSA	Greece	E	shallow	city center
FORLI	Italy	B	deep	urban
KNIDI	Greece	E	shallow	rural
KORINTHOS	Greece	C	unknown	city center
NESTOS	Greece	C/D	intermediate	rural
NOCERA	Italy	E	shallow	urban
NORCIA	Italy	B	deep	urban
SAKARYA	Turkey	B	unknown	urban
STURNO	Italy	B	deep	rural
TOLMEZZO	Italy	A	shallow	rural
VOLVI	Greece	D	deep	rural

2.1.2 Reconnaissance générale des sites

Les acquisitions aux sites de Grèce et Turquie ont été réalisées au cours d'une campagne du 14 septembre au 2 octobre 2007, celles en Italie lors d'une mission du 26 mars au 5 avril 2008.

Les profils de sismique active ont été enregistrés avec du matériel du LGIT. Nous avons utilisés 24 géophones verticaux et 24 géophones horizontaux, de fréquence de coupure 4.5 Hz. A chaque acquisition, les 24 géophones étaient connectés à une Géode (Géometrics), elle-même reliée à un PC de terrain. Les signaux enregistrés avec les géophones verticaux (resp. horizontaux) ont été générés par des coups de masse (5 kg) sur une plaque en aluminium (resp. aux extrémités d'une poutre en bois posée perpendiculairement au profil). Les enregistrements, déclenchés par un piezomètre fixé sur la masse, sont pour la plupart d'une durée de 2 s, avec une fréquence d'échantillonnage de 4000 Hz.

Sur l'ensemble des sites, l'espacement entre géophones est compris entre 1 et 5 m (voir Tableau 2.2), pour des profils d'une longueur comprise entre 23 et 115 m. Cette distance a été adaptée à chaque site en fonction des connaissances a priori, de manière à résoudre au mieux la profondeur du socle en réfraction et MASW. Sur la plupart des profils, 5 positions de tirs au moins ont été enregistrées : une au milieu du profil, une à chaque extrémité (distance source - 1^{er} géophone égale à l'espacement entre géophones), et une avec offset de chaque côté du profil.

Les enregistrements de sismique passive ont été réalisés avec du matériel de l'Université de Potsdam, développé pendant le projet SESAME (Site EffectS assesment using AMbient Excitations, 2002-2005) et amélioré au cours du projet NERIES. Cet équipement (*Ohrnberger et al.*, 2006) est constitué de 8 vélocimètres 3 composantes Lennartz-5s, connectés à des digitaliseurs EarthData. A chaque station, un système MeshCube Linux gère l'enregistrement des données et la communication entre stations. A chaque acquisition, les positions des récepteurs sont mesurées avec un GPS différentiel. Les données, enregistrées à une fréquence de 100 Hz, sont transmises presque instantanément via Wifi (protocole seedlink), permettant un premier traitement des données pendant l'acquisition grâce aux logiciels *Geopsy* (*Wathelet*, 2005, www.geopsy.org) et *CAP* (*SESAME-project*, 2004b). Les courbes de dispersion des ondes de Rayleigh et les courbes H/V sont ainsi évaluées sur le terrain, permettant d'adapter le temps d'enregistrement pour obtenir des résultats stables, et d'optimiser la géométrie et l'ouverture des réseaux successifs pour couvrir une large gamme de fréquence, jusqu'à la fréquence fondamentale du site. Les nombres de réseaux enregistrés à chaque site ainsi que le rayon moyen de chacun d'eux sont indiqués dans le tableau 2.2. Aux sites de Colfiorito, Nocera et Tolmezzo, deux emplacements différents ont été investigués, pour des raisons d'autorisation à Colfiorito, et de place disponible aux deux autres sites.

Tous les détails de ces acquisitions sont repris dans le livrable D2 (*NERIES-JRA4*, 2008a), disponible sur le site Internet de NERIES (www.neries-eu.org).

TAB. 2.2 – *Acquisition parameters at the 19 NERIES sites.*

Site name	number of profiles	length of profiles (m)	number of array locations	number of arrays	radius of arrays (m)
AIGIO	2	46, 46	1	3	5, 15, 40
ATHENS	2	46, 46	1	4	5, 20, 40, 50
BENEVENTO	2	69, 34.5	1	3	5, 15, 70
BOLU	1	69	1	4	5, 15, 45, 100
BUIA	2	115, 57.5	1	3	5, 25, 150
CERRETO	3	34.5, 23, 69	1	4	5, 15, 20, 80
COLFIORITO	4	69, 69, 115, 23	2	2, 2	5, 15 and 20, 80
DUEZCE	2	46, 69	1	4	5, 15, 40, 70
EDESSA	2	34.5, 34.5	1	4	5, 20, 30, 115
FORLI	2	92, 115	1	3	5, 25, 130
KNIDI	2	34.5, 34.5	1	4	5, 25, 50, 100
KORINTHOS	2	69, 23	1	4	5, 15, 35, 50
NESTOS	1	115	1	3	7, 20, 80
NOCERA	2	46, 34.5	2	3, 1	5, 15, 70 and 15
NORCIA	2	88, 115	1	3	5, 15, 20, 115
SAKARYA	2	92, 34.5	1	3	6, 20, 50
STURNO	1	69	1	4	4, 12, 50, 180
TOLMEZZO	2	46, 46	2	3, 2	5, 20, 30 and 5, 15
VOLVI	3	115, 115, 23	1	3	15, 40, 120, 350

2.1.3 Traitement des données

Brigitte Endrun, de l'Université de Potsdam, a traité les données de sismique passive, tandis que j'ai pour ma part analysé celles de sismique active.

Les données de sismique passive ont été interprétées avec les trois techniques décrites dans la section 1.2.1 : la méthode fréquence-nombre d'onde (FK, *Lacoss et al.*, 1969), la méthode haute résolution FK (HRFK, *Capon*, 1969) et la méthode 3C-MSPAC (three component modified spatial auto-correlation *Aki*, 1957; *Bettig et al.*, 2001; *Köhler et al.*, 2007). Ces trois techniques sont implémentées dans le logiciel *Sesarray* proposé par la JRA4 - task B (*NERIES-JRA4*, 2008b). Au moment où ces données ont été traitées, les méthodes FK et HRFK n'étaient disponibles que pour les enregistrements verticaux. Tous les paramètres sont détaillés dans le tableau 2.3.

A chaque site, les profils de vitesse ont été estimés par inversion conjointe de :

- la courbe de dispersion des ondes de Rayleigh mesurée par les méthodes FK et HRFK, et coupée à basse fréquence à la fréquence f_1 , f_1 étant soit la limite de résolution du réseau le plus grand, soit la fréquence en-dessous de laquelle les résultats des méthodes FK et MSPAC sont différents. A haute fréquence, la courbe de dispersion est limitée par le contenu fréquentiel du bruit ambiant. Cette borne est en général plus basse que la limite de repliement (aliasing) du petit réseau.

- les courbes d’auto-corrélation estimées par la méthode MSPAC sur les signaux verticaux, coupées vers les hautes fréquences à la même fréquence f_1 ,
- la courbe de dispersion des ondes de Love, inversée à partir des courbes d’auto-corrélation calculées par la méthode 3C-MSPAC pour les 3 composantes des signaux.

Pour retrouver les profils de vitesse, l’inversion de ces courbes de dispersion et d’auto-corrélation a été réalisée avec le logiciel *Dinver* de *Sesarray* (Wathelet et al., 2008, www.geopsy.org). Ce logiciel est basé sur un algorithme de voisinage (Wathelet, 2008).

Les rapports H/V, également calculés à chacune des stations, n’ont pas été utilisés dans l’inversion. Ils constituent une information indépendante qui peut être comparée aux courbes théoriques d’ellipticité des ondes de Rayleigh calculées à partir des profils de vitesse inversés.

TAB. 2.3 – *Parameters used for processing ambient vibration measurements.*

Method	FK	HFK	SPAC
Number of frequencies	100 to 150	100 to 150	100 to 150
Time window length	50 T	80 T	50 T
Overlap	5%	5%	5 %
Anti-triggering	On except for largest array		Off
Grid size and grid step	Adapted to the array response		-
Number of rings	-	-	4 to 5 per array
Number of pairs per ring	-	-	5 to 8

Les données de sismique active ont été traitées à la fois en ondes de surface et en réfraction. Les ondes de surface ont été étudiées par la méthode MASW (section 1.2.1). Les courbes de dispersion sont limitées à basse fréquence par le critère de champ proche ($\lambda_{max}=2x_1$, où x_1 est la distance entre la source et le premier géophone pris en compte *Stokoe et al.*, 1994), et à haute fréquence par le contenu fréquentiel ou l’éventuelle présence de modes supérieurs. Pour chaque profil, une unique courbe de dispersion et l’erreur associée ont été calculées à partir de la moyenne des courbes de dispersion obtenues pour chacun des tirs. Ce type d’erreur est différent de l’incertitude mesurée en sismique passive, qui est estimée à partir de statistiques sur un grand nombre de fenêtres temporelles (voir section 1.2.1). La paramétrisation utilisée pour l’inversion des courbes de dispersion de MASW comporte en général une couche uniforme au-dessus d’une ou deux couches présentant une augmentation linéaire de la vitesse avec la profondeur, au-dessus d’un demi-espace. La première couche a pour but de visualiser la profondeur minimum résolue (vers les petites longueurs d’ondes), et le demi-espace permet de visualiser la profondeur de pénétration.

Pour la réfraction, nous avons utilisé l’algorithme des multiples interfaces en pente implémenté dans le logiciel SARDINE (Seismic And Radar Data INterpretation, *Demanet*, 2000). Les résultats ont d’une part servi pour comparer courbes de dispersion théoriques des modèles de réfraction et courbes de dispersion mesurées par MASW, d’autre part été utilisés dans l’étude des sites 2D/3D.

2.1.4 Exemple de résultats : le site de Volvi

La Figure 2.2 montre en exemple les résultats obtenus sur le site de Volvi, en Grèce, situé dans une plaine de 6 km de large et 200 m de profondeur.

Toutes les courbes de dispersion de Rayleigh mesurées (Figure 2.2a) sont cohérentes, excepté au-dessus de 15 Hz où les trois profils MASW montrent des différences. Ces courbes de dispersion sont aussi en bon accord avec les courbes de dispersion théoriques des modèles de référence (en jaune). L'écart observé à 2-3 Hz sur la courbe de dispersion du modèle de réfraction (en noir) est dû à la profondeur de pénétration de la méthode. De tels écarts sont également observés à d'autres sites entre les courbes de dispersion théoriques correspondant aux mesures en forage et celles mesurées par sismique passive (non présenté), montrant qu'à chacun de ces sites, cette méthode a une profondeur de pénétration supérieure à la profondeur du forage. Les courbes de dispersion de Love (Figure 2.2b) montrent une bonne complémentarité entre les résultats de MASW et SPAC, et sont cohérentes avec les courbes théoriques des profils de référence. En ce qui concerne la comparaison des courbes de dispersion, ce site présente donc un bon accord entre toutes les techniques (AMV, MASW et référence).

Les Figures 2.2 c) à f) montrent l'inversion des courbes de dispersion obtenues par MASW, tandis que les Figures 2.2 g) à l) présentent l'inversion des courbes de dispersion et auto-corrélation obtenues par sismique passive. Des inversions où la courbe de dispersion des ondes de Love mesurée par sismique passive est complétée par celle de la MASW sont également discutées dans la section 3.1, mais ne sont pas présentées ici. La Figure 2.2 m) montre que les H/V mesurés ont un pic à la même fréquence que les courbes théoriques d'ellipticité des ondes de Rayleigh calculées pour les profils inversés.

La synthèse des résultats obtenus aux 19 sites est présentée dans la section 3.1, tandis que certains des sites sont étudiés plus en détails dans d'autres chapitres de la thèse.

2.1.5 Description des sites étudiés

Cinq des sites NERIES sont étudiés en détails dans ce travail de thèse : Bolu, Cerreto, Colfiorito, Knidi et Tolmezzo. Leur description est rédigée en anglais car elle faisait partie du livrable NERIES - JRA4 D5 (*NERIES-JRA4*, 2009a), associé à l'étude sur les sites 2D/3D (section 4.3).

Bolu

Bolu is located in a large alluvial plain, and the site is known from borehole investigation to lay on very stiff to hard sandy clays and clayey sands, at least down to 30 m depth. No information is available at greater depth, and the only measurements allowing in depth investigations are the ambient vibration array measurements performed during the NERIES project. Their dispersion curve inversion results in a 1D profile where no strong velocity contrast separates bedrock and sediments (Figure 2.3a). In the following, we refer to the H/V results obtained on this ambient vibration acquisition, which consists in 4 concentric arrays of 5, 15, 45 and 100 m radius.

Cerreto

Cerreto site is in a narrow river valley, whose western and eastern sides are filled with travertine and alluvia respectively (Figure 2.4 a et b). Both array and profile acquisitions are located on the eastern side of the valley. The profile (35 m long) was acquired at the edge of the valley, lying both over alluvial deposits on its western part, and over mountain side debris on its eastern part (Figure 2.4b). Moreover, the three smallest arrays (of 5, 15 and 20 m radius) are spread on alluvial deposits, whereas the largest one (about 80 m radius) lays both on alluvial deposits and on travertine. Shear wave velocity in the upper meters is comprised between 160 and 200 m/s.

Colfiorito

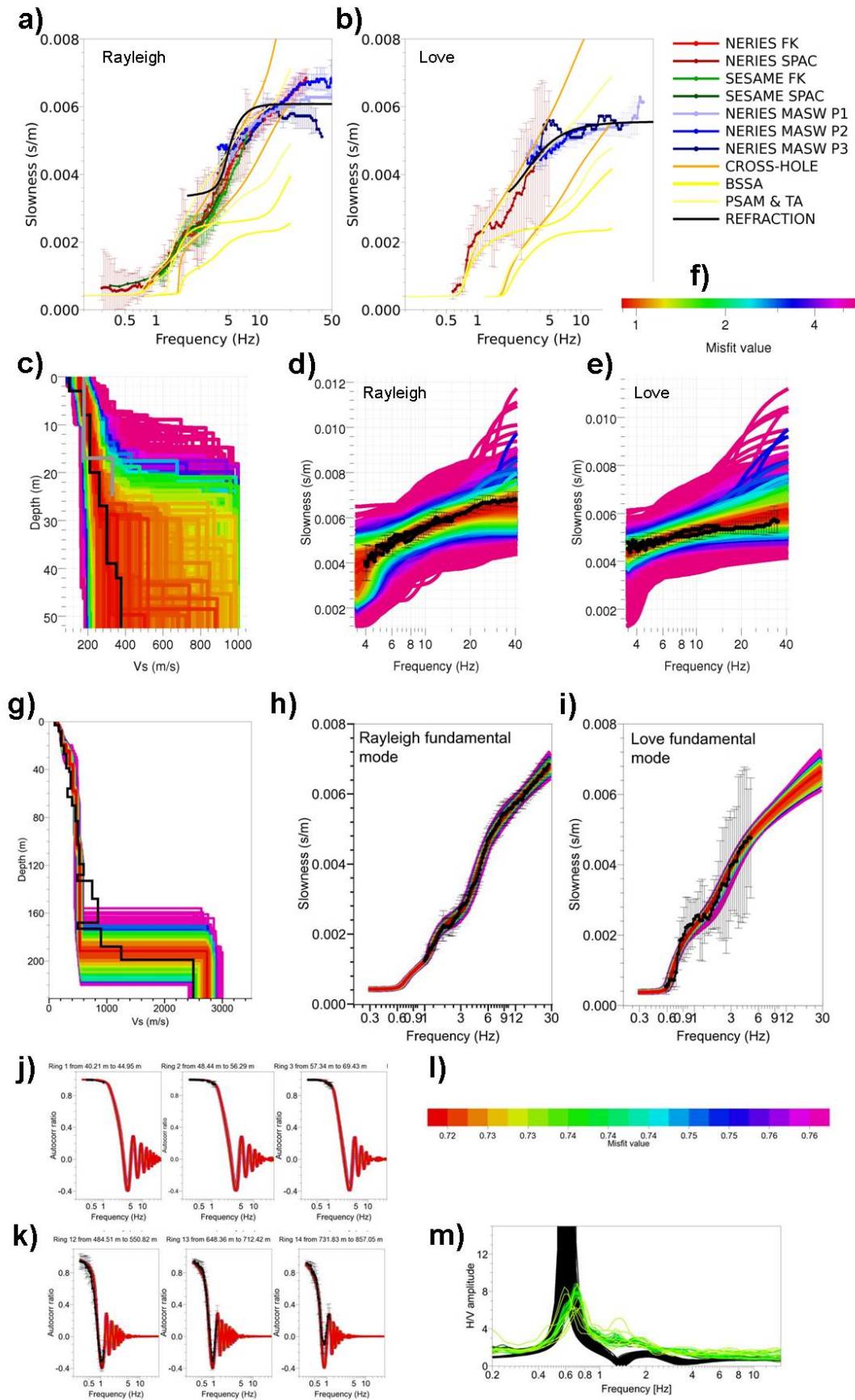
The Colfiorito basin is a 3-km wide intramountain basin in the Appenninic arc. Its sedimentary fill consists of alluvial deposits (lateral debris fans mixed with lacustrine sandy-clayey deposits) overlaying limestone and marls of the Umbria-Marche Meso-Cenozoic sequence. The bedrock topography was determined by *Di Giulio et al.* (2003) with boreholes and extensive seismic refraction and geoelectrical surveys (Figure 2.4c). Two locations were investigated within the NERIES project. The first one is close to the strong motion station (Colfiorito SM, Figure 2.4c). In section 4.3, we use data from one array acquisition with 2 concentric arrays of 15 and 100 m radius (2nd location for Colfiorito in Table 2.2), and one 115 m long active seismic profile (3rd profile for Colfiorito in Table 2.2). At this location, the shallow geological structure consists of horizontally layered Eocene marsh with shear wave velocity increasing from 70 to 150 m/s in the first 10 m (Figure 2.4f). The bedrock interface dips slightly from 50 to 60 m depth eastwards (Figure 2.4c).

FIG. 2.2 – Processing of surface waves at the Volvi site (right page).

a) and b) Dispersion curve comparison : a) Rayleigh and b) Love dispersion curves measured from surface waves or computed from Vs profiles estimated with different methods. [NERIES FK : average of the FK and HRFK dispersion curves, NERIES SPAC : dispersion curve inverted from auto-correlation curves, NERIES MASW P1 - P3 : dispersion curves measured by MASW on the 3 profiles, REFRACTION : theoretical dispersion curves of the model derived from refraction analysis, SESAME FK et SPAC : dispersion curves measured in previous investigations during the SESAME project].

c) to f) Active seismics : c) Vs profiles resulting from the inversion of the MASW dispersion curves. d) and e) Comparison of measured (black) and inverted (colors scaled with misfit) Rayleigh and Love MASW dispersion curves respectively. f) Misfit color scale of graphs c) to e).

g) to m) Passive seismics : g) Vs profiles resulting from the inversion of the passive seismics dispersion and auto-correlation curves. h) and i) Comparison of measured (black) and inverted (colors scaled with misfit) passive seismics Rayleigh and Love dispersion curves respectively. j) and k) Comparison of measured (black) and inverted (colors scaled with misfit) Rayleigh auto-correlation curves for the 3 largest and 3 smallest rings respectively. l) Misfit color scale common to all other graphs. m) Comparison of measured H/V ratios (green) and theoretical Rayleigh ellipticity curves of the inverted profiles (black).



The second location (Colfiorito BE, Figure 2.4c) is at the NW edge of the basin. It was investigated with a 69 m long seismic profile (1st profile for Colfiorito in Table 2.2). The refraction analysis shows that V_s in the first 10 m increases from 120 to 300 m/s, and that the bedrock below the profile (with $V_s \approx 1000$ m/s) dips from 15 to 25 m depth (Figure 2.4e).

Knidi

Knidi site is located on a large slope in a hilly area. The geology of the upper part of the subsurface is essentially composed of conglomerates and sandstone (geological map). The refraction analysis of the active seismic data indicates a shallow dipping interface (Figure 2.3b) separating a soft layer ($V_s \approx 100$ m/s) from a much stiffer one ($V_s \approx 500$ m/s). This dip is weak in absolute value (1 m vertically against the 35 m length of the profile), but is relatively significant compared with the depth of the interface itself, varying from 1 to 2 m.

Tolmezzo

Finally, the strong motion station in Tolmezzo is located on rock, on top of a ridge and above a hydroelectric dam on the western side of the hill (Figure 2.4g and h). The shear wave velocity estimated from borehole measurement increases from 800 to 1200 m/s in the first 20 m and remains around this velocity at least down to 60 m depth. The array acquisition (2nd location for Tolmezzo in Table 2.2, with 5 and 15 m radius arrays) is close to the strong motion station.

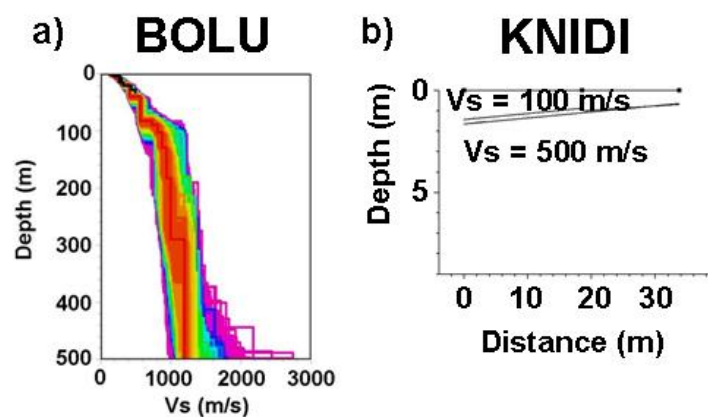


FIG. 2.3 – Geological and topographical information on the sites used for the study on 2D/3D sites (section 4).

a) BOLU : V_s profiles with misfit < 1 resulting from surface wave inversion of ambient vibration measurements.

b) KNIDI : Seismic structure deduced from SH refraction analysis.

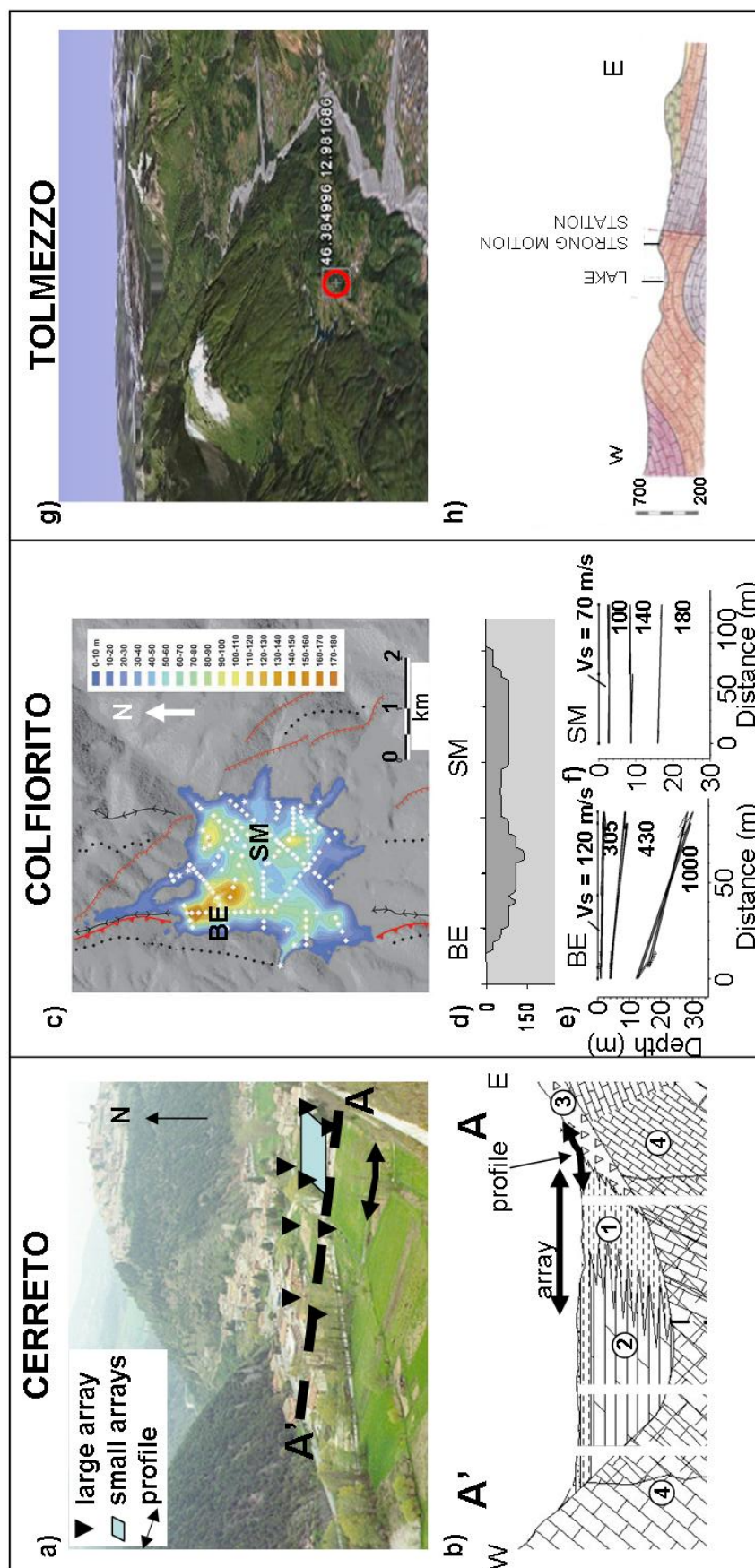


FIG. 2.4 – Geological and topographical information (suite) on the sites used for the study on 2D/3D sites (section 4).

a) and b) **CERRETO** : a) Photograph taken from the South (from A. Rinaldi), with position of the largest array (triangles), the small arrays (rhombus) and the 35 m long seismic profile (double black arrow). Black dashed line : position of the cross-section presented in b). b) Geological cross-section of the valley with position of the largest array and the seismic profile (double black arrows). 1) alluvia, 2) travertine, 3) mountain side debris, 4) carbonate bedrock. Modified from S. Martino (personal communication)

c) to f) **COLFIORITO** : c) Location of the two acquisitions close to the strong motion station (SM), and the basin edge (BE) plotted on the depth of bedrock map from Di Giulio et al. (2003). d) Corresponding cross-section below the basin. e) and f) seismic structures induced from refraction analysis with a multi dipping layer algorithm at BE and SM respectively.

g) and h) **TOLMEZZO** : g) aerial view of the site. Red circle : position of the site. h) West-East geological cross-section.

2.2 Le glissement de terrain d'Avignonet

2.2.1 Contextes géographique et géologique

Le glissement de terrain d'Avignonet est situé dans la région du Trièves, à 40 km au sud de Grenoble, dans les Alpes Françaises (Figure 2.5 a et b). Cette région est une large dépression d'environ 300 km² comblée par des argiles glacio-lacustres déposées au cours du Würm dans un lac de barrage glaciaire. Depuis le retrait des glaciers, l'érosion du Drac et de ses affluents a engendré de nombreux glissements de terrains sur les bords des cours d'eaux. On considère que 15% de la surface des argiles est actuellement en mouvement (*Jongmans et al.*, 2009). La plupart des glissements avancent lentement à une vitesse de quelques centimètres par an, mais peuvent évoluer rapidement en coulées boueuses. Ce fut par exemple le cas à l'Harmalière en 1981 (*Moulin and Robert*, 2004) et à La Salle en Beaumont en 1994 (*Moulin and Chapeau*, 2004), glissement qui fit quatre victimes et détruisit neuf maisons ainsi que l'église du village. Suite à ces événements, les propriétés géologiques et géotechniques de ces argiles glacio-lacustres furent extensivement étudiées (*Giraud et al.*, 1991; *van Asch et al.*, 1996). Ces dépôts argileux, d'épaisseur très variable, reposent tantôt sur le socle jurassique, déformé et faillé au cours de l'orogénèse alpine,

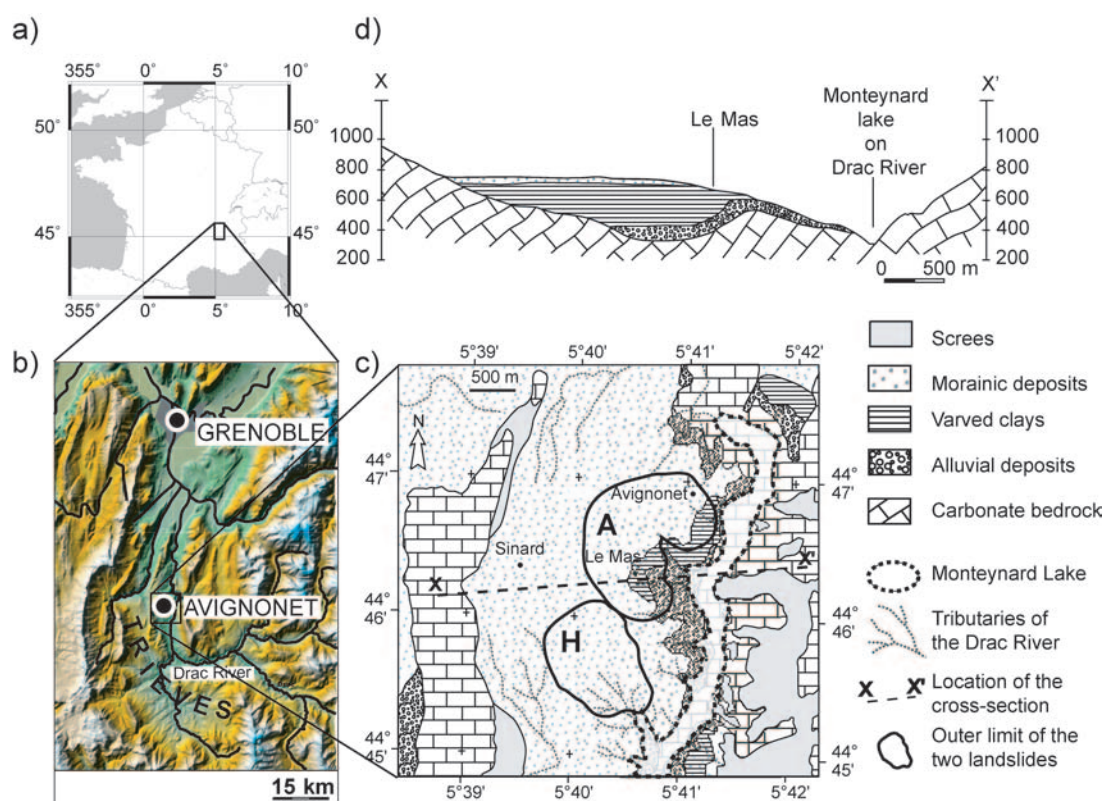


FIG. 2.5 – a) and b) Location of the Avignonet landslide in France and in the western Alps; c) Geological map of the Avignonet area. Thick black lines surround the Avignonet (A) and the Harmalière (H) landslides. d) Geological cross-section indicated in c). From Renalier et al. (2009).

tantôt sur des alluvions glacio-fluviales compactées et cimentées, déposées dans des paléovallées du Drac pendant la période inter-glaciaire Riss-Würm (Figure 2.5d).

Toute une série de glissements de terrain affectent le versant ouest du Lac du Monteynard, crée en 1962 par un barrage hydroélectrique construit sur le Drac. Parmi ces glissements de terrain, celui d'Avignonet concerne une zone de 2 km par 2 environ, à la limite nord du glissement de l'Harmalière, encore très actif (Figure 2.5c).

2.2.2 Reconnaissance sismique du glissement de terrain

Au début de ce travail de thèse, les mesures géophysiques effectuées sur les glissements d'Avignonet et de l'Harmalière ont été synthétisées dans *Jongmans et al. (2009)* et *Jongmans et al. (2008)*, mettant en parallèle les mesures de déplacements, estimées par GPS, et les mesures de vitesse des ondes de cisaillement Vs, estimées à 10 m de profondeur par

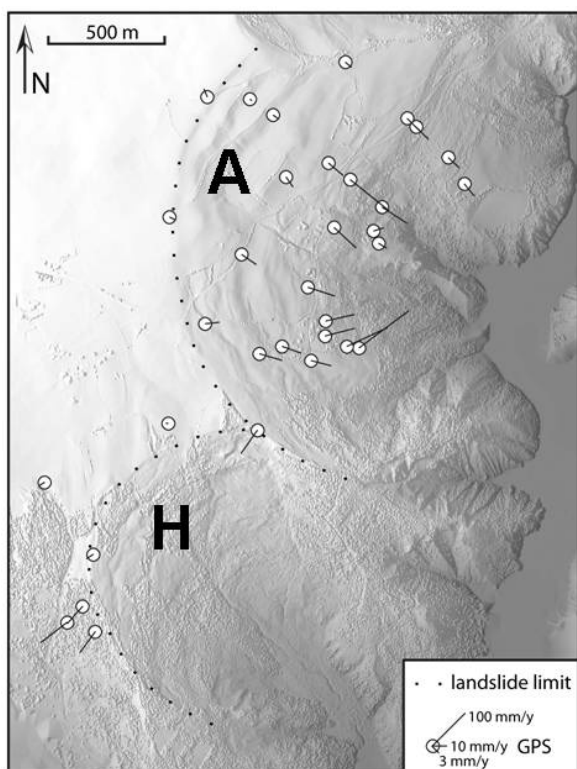


FIG. 2.6 – Shaded Lidar-derived DEM of the Avignonet and Harmalière areas acquired from Helicopter. White circles are campaign GPS stations. Black lines indicate mean velocity values measured by GPS from 1995 to 2007. Dashed lines show the limits of the two landslides. From *Jongmans et al. (2008)*. A : Avignonet landslide, H : Harmalière landslide.

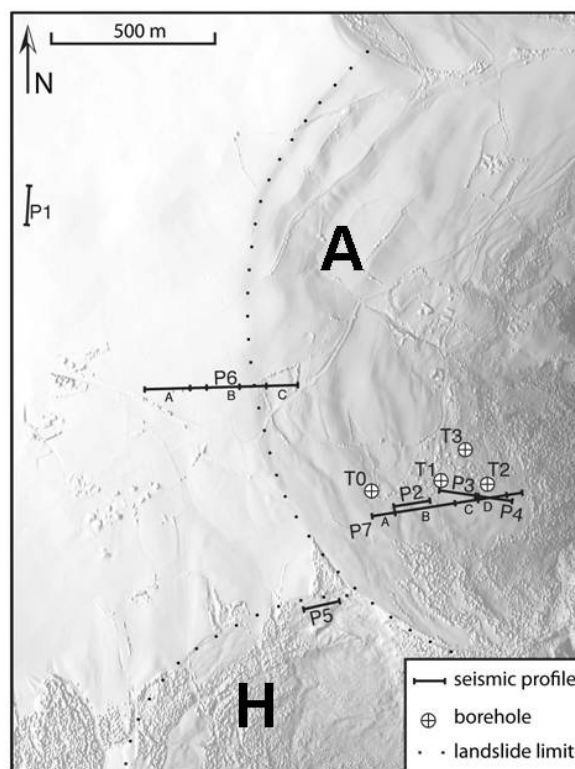


FIG. 2.7 – Shaded Lidar-derived DEM with location of the seismic profiles (P1 to P7) and of the boreholes (T0 to T3). From *Jongmans et al. (2008)*. A : Avignonet landslide, H : Harmalière landslide.

tomographie sismique en ondes SH et par inversion des ondes de surface.

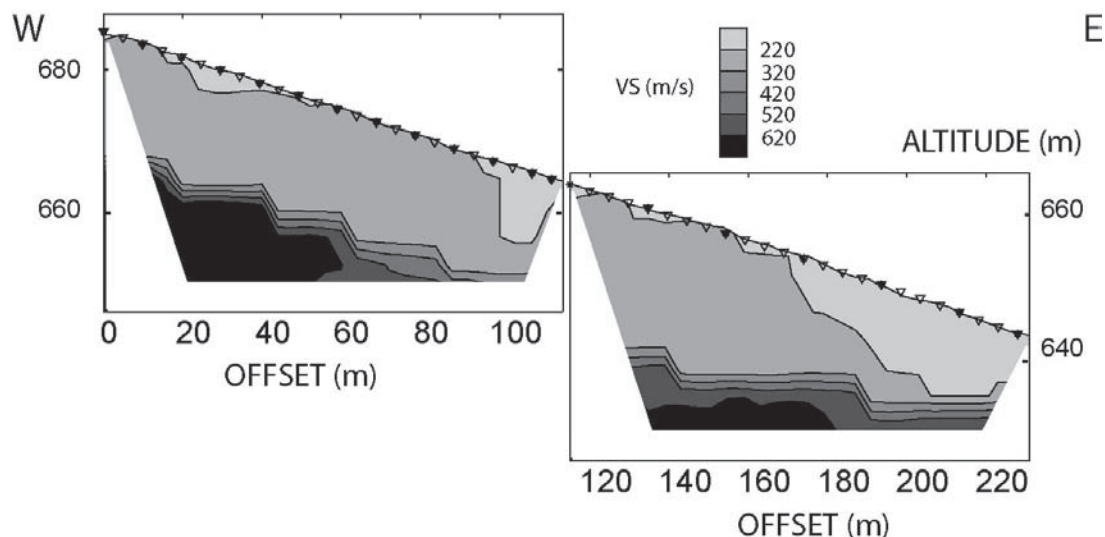


FIG. 2.8 – *SH-wave velocity tomographic images for profiles P3 (left) and P4 (right). Misfit values are lower than 2.5%. The initial model is a 20 m thick layer ($V_s=250$ m/s) over a half space ($V_s=800$ m/s). Modified from Jongmans et al. (2009).*

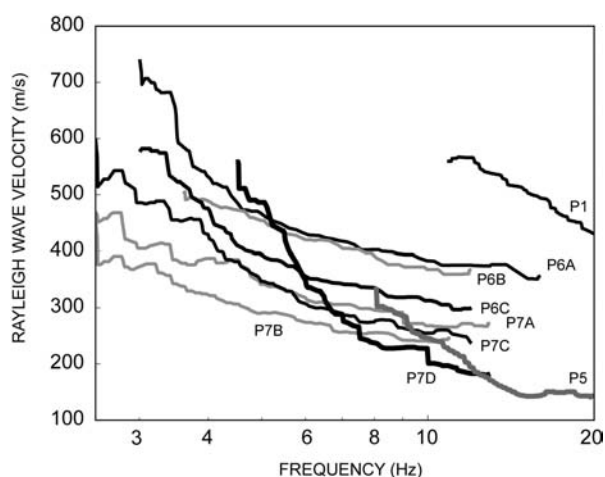


FIG. 2.9 – *Comparison of the phase velocity dispersion curves calculated along profiles P1, P5, P6 and P7. From Jongmans et al. (2008).*

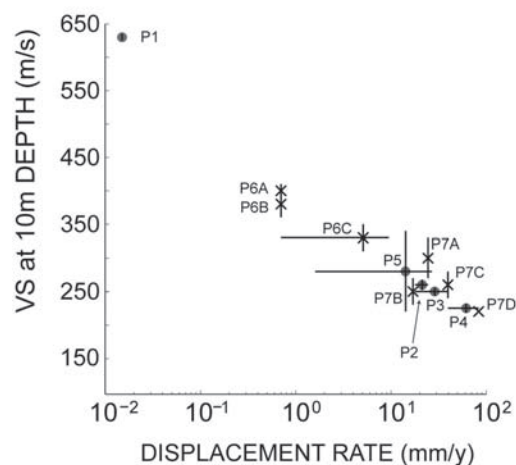


FIG. 2.10 – *Evolution of shear wave velocity values at 10 m depth with slide velocities. Crosses : surface wave data. Dots : SH refraction data. Vertical error bars on the V_s values are indicated. Horizontal bars indicate the uncertainty range on the displacement rate when no data are available close to the seismic profiles. An arbitrary low displacement rate value of 1.10^{-2} mm/y has been assumed for profile P1 ($V_s=630$ m/s). From Jongmans et al. (2008).*

La Figure 2.6 montre la répartition des vitesses de déplacements sur l'ensemble de la zone, calculées entre les positions de 1995 et 2007. Sur le glissement de terrain d'Avignonet, les déplacements sont plus rapides au niveau pied (vers l'est). Cette zone particulièrement active a été investiguée par de nombreux profils sismiques et forages (profils P2, P3, P4 et P7 et forages T0 à T3 sur la figure 2.7). D'autres profils sismiques ont également été réalisés dans des zones plus stables (P1, P6) ou au contraire sur une zone plus perturbée (P5), sur le glissement de l'Harmalière affecté par des déplacements plus importants. Les forages indiquent trois surfaces de glissement principales, à environ 5 m, 10-15 m et 40-50 m de profondeur (*Jongmans et al.*, 2009). D'autre part, les tomographies en ondes SH réalisées sur les profils P3 et P4 (Figure 2.8) montrent une zone de vitesse V_s plus faible à l'est des profils, c'est-à-dire dans l'une des zones les plus perturbées du glissement de terrain d'Avignonet. Ces variations latérales de vitesse des ondes de cisaillement sont également visibles à partir de la comparaison des courbes de dispersion des ondes de Rayleigh mesurées sur les différents profils (Figure 2.9), avec des vitesses d'onde de Rayleigh à 12 Hz variant de 500 m/s en dehors du glissement de terrain (P1), à moins de 250 m/s au pied du glissement (P4 et P7D). La Figure 2.10 montre une diminution de V_s à 10 m de profondeur lorsque la vitesse de déplacement augmente. Cette diminution de vitesse sismique résulte probablement de l'endommagement du matériau (décompaction et fissures à différentes échelles) induit par les déplacements (*Jongmans et al.*, 2009). La vitesse des ondes de cisaillement V_s semble donc être un bon paramètre pour caractériser le glissement de terrain d'Avignonet.

2.2.3 Description des réseaux

Deux caractéristiques du site d'Avignonet sont utilisées dans la suite de ce travail. Dans la section 4.3 tout d'abord, nous utilisons la pente de l'interface entre argiles et socle rocheux (Figure 2.5d) pour évaluer la capacité des méthodes de sismique passive en réseaux (AMbient Vibration Measurements) à détecter des configurations 2D ou 3D. Le bruit sismique ambiant a été enregistré en juillet 2007 successivement sur trois réseaux concentriques de 20, 40 et 60 m de rayon (cercles bleus et noirs sur la Figure 2.11). Chacun de ces réseaux est constitué de 5 capteurs 3 composantes Lennartz-5s positionnés en cercle autour d'un sixième, au centre. Les signaux, enregistrés avec une station CityShark, sont d'une durée d'1 heure et de fréquence d'échantillonnage de 250 Hz.

D'autre part, nous avons vu que la vitesse des ondes de cisaillement V_s semble être un bon paramètre pour caractériser l'endommagement du matériau. Dans le chapitre 5, nous utilisons ce paramètre pour obtenir une image 3D du glissement de terrain (section 5.1) et suivre dans le temps son évolution (section 5.2). Nous analysons dans ces études les données de deux réseaux différents : l'observatoire OMIV et le réseau IHR.

Les stations de l'observatoire OMIV à Avignonet sont deux stations permanentes AVP et AVM (carrés jaunes sur la Figure 2.11), installées pour la première fois à l'automne 2006. Ces stations sont équipées de capteurs CMG40 (30 ou 60 s) et de stations mini-titan. De nombreux changements de matériel ont été nécessaires entre 2006 et 2009 pour des raisons d'ordre technique.

Par ailleurs, 11 stations du réseau IHR (*Coutant et al.*, 2008) ont été déployées du 28

août au 12 septembre 2007 (carrés rouges sur la Figure 2.11). Ces stations sont équipées de capteurs trois composantes de fréquence de coupure 2 Hz pouvant être étendue à 0.2 Hz, et de numériseurs Képhren (5 stations) et Osiris (6 stations).

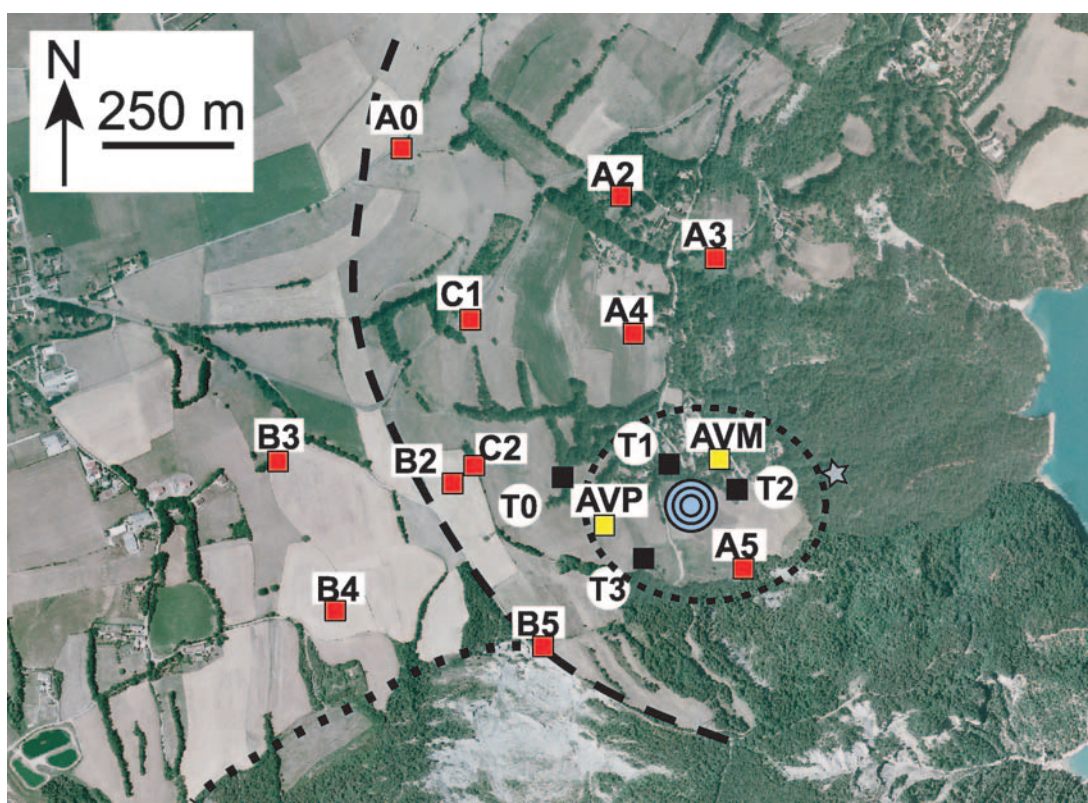


FIG. 2.11 – Location of the stations on the Avignonet landslide, modified from Renalier *et al.* (2009). Red squares : stations of the High Resolution Imaging network (section 5.1), yellow squares : permanent stations of the OMIV network (sections 5.1 and 5.2), blue and black circles : 3 concentric arrays for AMV measurements (section 4.3). Dashed line : outer limit of the Avignonet landslide. Dotted line : limit of the Harmalière landslide. Dashed ellipse : most active part of the landslide. Black squares : location of the four boreholes T0 to T3 mentioned in section 5.1 (borehole T3 is not the same as in Figure 2.7). Grey star : location of the outcrop of the alluvial layer.

Chapitre 3

Inversion des ondes de surface en milieu 1D

Les techniques d'inversion des ondes de surface sont de plus en plus répandues en prospection géophysique, avec l'utilisation grandissante de la méthode MASW (Multichannel Analysis of Surface Waves) y compris dans le monde industriel. L'utilisation des enregistrements des vibrations ambiantes (AMV) pour de telles caractérisations reste cependant moins courante, et peu d'études permettent de comparer les résultats obtenus avec les différentes techniques. Dans la première partie de ce chapitre, nous analysons et comparons les résultats obtenus par trois techniques différentes : forage, MASW et AMV sur les 19 sites investigués dans le cadre du projet NERIES.

La partie la plus délicate des méthodes fondées sur les ondes de surface concerne l'inversion de la courbe de dispersion obtenue. De nombreux algorithmes ont été proposés, qu'il s'agisse d'inversions linéaires, ou d'algorithmes de recherche directe, tel l'algorithme de voisinage. Dans tous les cas, le choix des paramètres et de leur gamme de valeurs (nombre de couches, liens entre les paramètres) a une grande influence sur les résultats obtenus. La deuxième partie de ce chapitre est consacrée à l'inversion de la courbe de dispersion du mode fondamental de l'onde de Rayleigh mesurée sur une large gamme de fréquences.

3.1 Comparaison des résultats obtenus en forage et par inversion des ondes de surface

3.1.1 Introduction et résumé en français

L'activité JRA4 du projet NERIES vise à développer un outil géophysique fiable mais peu coûteux pour la caractérisation géotechnique des sites accélérométriques et large-bande européens. Parmi les techniques disponibles, l'inversion des ondes de surface à partir des enregistrements en réseaux des vibrations ambiantes (AMV) paraît être un outil de faible coût avec une précision suffisante pour obtenir la vitesse des ondes de cisaillement jusqu'à au moins 50 m de profondeur. Cependant, les études réalisées précédemment ont montré des difficultés pour retrouver la partie haute fréquence des courbes de dispersion avec cette méthode (*Nguyen et al.*, 2004; *Wathelet et al.*, 2004; *Park et al.*, 2007; *Socco et al.*, 2008). Pour étudier plus précisément ces problèmes à hautes fréquences, et éventuellement étendre le domaine fréquentiel de la courbe de dispersion, il a été proposé, lors du lancement du projet NERIES, de combiner les mesures passives (AMV) à des mesures actives (MASW réalisée avec une acquisition légère, i.e. avec pour source une plaque de métal et une masse).

L'un des objectifs du projet est de tester et valider les techniques proposées sur des conditions réelles variées, à différents sites des réseaux sismologiques européens. Les 19 sites investigués ont été sélectionnés (*NERIES-JRA4*, 2007) pour représenter une large gamme de sols (selon la classification EC-8, la compacité et la profondeur du substratum) et des environnements divers (centre ville, périphérie urbaine, campagne). Ces sites, ainsi que les acquisitions géophysiques réalisées dans le cadre de ce projet, ont été décrits dans la section 2. Brigitte Endrun, de l'Université de Potsdam, a traité les données réseau, tandis que j'ai pour ma part analysé les données de sismique active. De plus, nous n'avons pas eu accès aux données des mesures en forage déjà existantes, mais seulement aux profils $V_s(z)$ résultants, calculés par des organismes différents pour chacun des sites.

Cette section présente la synthèse des résultats obtenus par l'inversion des ondes de surface et leur comparaison aux mesures effectuées en forage. De plus, le matériel de sismique active étant actuellement beaucoup plus répandu que celui de sismique passive dans le milieu du génie civil, ces mesures réalisées sur des sites variés offrent la possibilité de déterminer si la technique MASW est suffisante pour déterminer des paramètres tels le V_{s30} .

Nous abordons notamment les questions suivantes :

- L'inversion des ondes de surface par mesure des vibrations ambiantes est-elle effectivement une technique fiable pour estimer le profil en V_s jusqu'à au moins 50 m de profondeur ? Existe-t-il des conditions particulières pour laquelle cette technique ne convient pas ?
 - Est-il nécessaire/utile de compléter la courbe de dispersion à haute fréquence par des mesures de sismique active ?
 - Jusqu'à quelle profondeur la méthode MASW (réalisée avec une acquisition peu coûteuse) permet-elle d'obtenir des valeurs de vitesse ?
-

Cette synthèse faisait l'objet du livrable D6 de l'activité JRA4 de NERIES. Elle est donc rédigée en anglais.

Dans la première partie, les courbes de dispersion mesurées par AMV et MASW sont comparées aux courbes de dispersion théoriques des profils de vitesses mesurés en forage. Cette comparaison met en évidence la cohérence entre AMV et MASW aux sites mous (classes EC-8 C et D). Les différences entre ces deux techniques et les forages, observées à la moitié de ces sites, peuvent être expliquées par la distance entre acquisition géophysique et forage. Au contraire, les trois techniques donnent des résultats différents aux 2 sites rocheux investigués.

Les valeurs de vitesses estimées par les différentes méthodes sont comparées dans la deuxième partie : comparaison des profils de vitesse d'une part, comparaison des Vs30 d'autre part. La comparaison est bonne pour les sites mous ($Vs30 < 600$ m/s). Pour les sites plus compacts, les résultats de l'inversion des ondes de surface donnent des valeurs de vitesse plus faibles que les mesures en forage, particulièrement à faible profondeur. Aux sites rocheux, il est probable d'avoir une couche altérée/fracturée en surface reposant sur du rocher sain. Cette différence pourrait donc s'expliquer par l'interprétation d'ondes réfractées plutôt que directes lors des mesures de temps de trajet entre source et récepteur dans les forages d'un test cross-hole, et par la différence des échelles de mesures des techniques de sismique de surface (grandes distances qui peuvent traverser des fractures) et de sismique en forage (distances plus petites qui ont moins de chance d'en rencontrer).

La troisième partie s'intéresse aux profondeurs de pénétration des différentes techniques. La méthode MASW a, sur ces 19 sites, une profondeur de pénétration maximale de 25 m, tandis que la profondeur de pénétration de la méthode AMV est comprise entre une et plusieurs centaines de mètres. Cette performance est essentiellement due à l'acquisition avec connections sans fil et au pré-traitement des données en temps réel. Ces caractéristiques permettent d'une part d'ajuster le temps d'enregistrement nécessaire à la reconstruction stable de la courbe de dispersion, d'autre part d'adapter le nombre et la configuration des réseaux pour mesurer la courbe de dispersion jusqu'à la fréquence fondamentale du site, sans les limitations de distance liées aux câbles habituellement utilisés.

L'analyse des courbes de dispersion à haute fréquence et de la partie peu profonde des profils de vitesse inversés est présentée dans la quatrième partie. Elle montre 1) que la méthode AMV permet de retrouver les courbes de dispersion des ondes de Rayleigh à des fréquences presque aussi hautes que la méthode MASW, 2) que les courbes de dispersion des ondes de Love obtenues par MASW et AMV sont complémentaires, et 3) que la prise en compte des courbes de dispersion de MASW ne change pas fondamentalement les résultats de l'inversion.

Enfin, la dernière partie explore la possibilité d'obtenir Vs30 ou la classe de sol (classification EC-8) directement à partir de la courbe de dispersion mesurée, dans le but d'éviter l'étape d'inversion qui est la plus délicate.

3.1.2 Introduction

Three questions are addressed in this study :

- Is indeed the Ambient Vibration technique a reliable tool to estimate Vs profiles down to at least 50 meter depth? Are there particular site conditions under which the method is not suitable?
- Down to what depth can the MASW technique (with cheap active seismics) give reliable Vs profiles or Vs values?
- Is it necessary / useful to complete the dispersion curve at high frequencies by active seismic measurements?

The synthesis of the comparison of the dispersion curves on the one hand, and that of the Vs profiles on the other hand will help answering the 1st question. In a second step, the penetration of the different methods will be compared in terms of lowest frequency bounds, highest wavelength values and penetration depths, leading to the answer to the 2nd question. Looking at the other end of dispersion curves, we will quantify the contribution and/or necessity of MASW to complete the dispersion curve at high frequencies and we will study the influence of the high frequency part of the dispersion curve on the inversion. Finally, in order to check the necessity of the inversion step to derive VsZ values (average velocity down to depth Z), we will also look at the correlation between average Vs values down to different depths (Vs5, Vs10, Vs20 and Vs30) and surface wave velocities measured at different wavelengths.

3.1.3 Dispersion curve comparison

Dispersion curves were compared in the frequency-slowness domain, as presented in Figure 2.2 in chapter 2. This comparison was estimated visually by the whole group in charge of NERIES-JRA4 Task C, giving more importance to the central part of the dispersion curves than to the lowest and highest frequencies. At low frequencies, large differences between AMV and borehole are due to the limited depth of the borehole rather than to misestimation of the dispersion curve with AMV. At high frequencies, resolution on borehole measurements (with usually 1 point per m) and lateral variations in the top layer also induce big differences between the dispersion curves. A quantitative way to estimate the comparison could be to compute the misfits between the different curves, but this method would not allow to separate sites where large misfits are due to differences on the whole frequency range from sites where the differences only affect the highest and/or lowest frequency ranges.

The different sites were thus divided into 5 different classes, according to the visual agreement between the dispersion curves computed from the different methods (based on the distance between dispersion curves relatively to their standard deviation). Class names are given according to the initial of the different methods (A for AMV, M for MASW, R for reference - usually borehole measurements, except for Turkish sites where the reference was derived from previous MASW measurements) :

TAB. 3.1 – *Definition of consistency classes.*

AMR	AMV, MASW and reference agree
AM	AMV and MASW agree, but disagree with reference
AR	AMV and reference agree, but disagree with MASW
MR	MASW and reference agree, but disagree with AMV
N	all methods give different results

TAB. 3.2 – *Dispersion curve comparison. Left : site by site. Right : synthesis.*

AIGIO	AMR	KNIDI	AM
ATHENS	N	KORINTHOS	AMR
BENEVENTO	AM	NESTOS	AM
BOLU	AMR	NOCERA	AR
BUIA	AM	NORCIA	AM
CERRETO	-	SAKARYA	AM
COLFIORITO	AMR	STURNO	AM
DUZCE	AMR	TOLMEZZO	N
EDESSA	N	VOLVI	AMR
FORLI	AMR		

AMR	7
MR	0
AM	7
AR	1
N	3

Table 3.2 presents the classification of all sites according to dispersion curve comparison. In Athens, the cross-hole Vs profile seems much more realistic than the down-hole profile, and we thus only considered the first one as a reference profile. Moreover, MASW measurements were acquired at the outer limit of the larger array, where H/V ratio show lateral variations, which might explain the difference between MASW and AMV. Such lateral variations certainly also explain the discrepancies between surface wave methods and borehole measurements in Buia. In Cerreto, located in a very narrow valley, there was not enough space to acquire AMV close to the borehole. The results of the different methods are therefore not compared. In Edessa, all measured dispersion curves jump from one mode to the other at high frequencies. This feature is often observed when there is a velocity inversion at shallow depth (*Tokimatsu et al.*, 1992). In Knidi and Nestos, measured dispersion curves have the same shape than the reference curve, but are shifted towards lower frequencies and slower velocities. This shift may be explained by differences in the top layers. For example in Nestos, the dispersion curve measured with both surface wave methods can be retrieved by reducing by 10% the velocity of the very top layers of the reference profile and increasing by 10 m the thickness in the third layer. Finally for Norcia, it was impossible to compute the dispersion curve from the reference profile because this one ends in a low velocity layer.

To summarize this comparison (which is slightly different from the Vs profile comparison presented in the next section), the three methods show completely consistent results at 7 sites out of 18. Dispersion curves measured with the AMV technique differ from the ones forward computed from borehole Vs profiles at 10 sites over 18, 1 (Norcia) being due to a dispersion curve impossible to compute from reference profile, 2 (Knidi and Nestos) being probably due to significant variations of both velocities and thicknesses of the top

layers, and 7 others for undetermined reasons. There are 4 sites where MASW and AMV dispersion curves are different : 1 (Athens) where the acquisitions were not performed at the same location, 2 (Tolmezzo and Nocera) where strong topographic effects probably affect on the measured dispersion curve, and 1 (Edessa) where all dispersion curves at high frequencies jump from one mode to the other. The two methods are consistent for all the other 14 out of 18 sites.

In order to investigate whether there are any systematic reasons why all dispersion curves are consistent or not, the next paragraph presents the link between dispersion curve consistency and different site properties (type of soil, environment, site geometry).

The 3 graphs in Figure 3.1 show the relation between dispersion curve comparison and site characteristics, such as soil stiffness, EC-8 class and human environment (Table 2.1 in chapter 2). Regarding soil characteristics, two main observations can be raised : 1) at all soft sites (which roughly correspond to EC-8 classes C and D), AMV and MASW give consistent dispersion curves ; 2) at all rock sites (EC-8 class A), surface waves methods provide dispersion curves that are not consistent with the reference Vs profile. Moreover, there is no apparent correlation between the type of environment (urban or rural) and the consistency between dispersion curves.

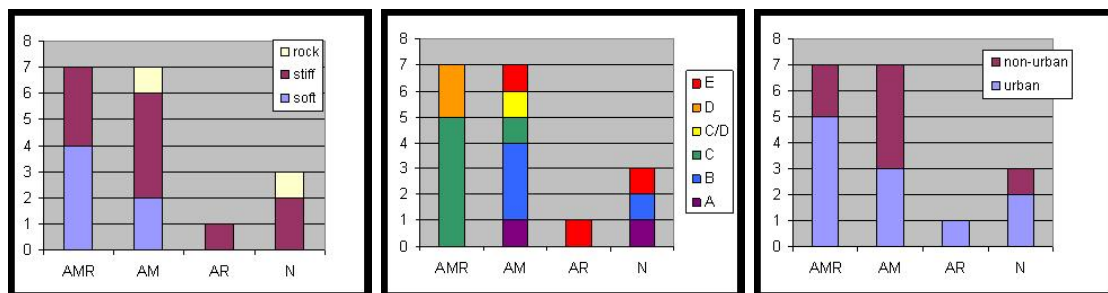


FIG. 3.1 – Dispersion curve consistency compared with soil stiffness (left), EC8 classes (middle) and urbanisation (right). See Table 3.1 for the definition of consistency classes.

Figure 3.2 shows the correspondence between dispersion curve consistency and site geometry at different scales. At large scales, the geometry of the site was estimated on the one hand from geological and geomorphological information, and on the other hand from the shape of the H/V ratios (a clear peak indicates a 1D propagation, a flatter curve indicates a complex wavefield). At the scale of the measurement, the geometry of the site was estimated from lateral variations of the H/V frequency peaks (when clear) and from active seismics (refraction analysis, lateral variations of the frequency contents). The first criterion is linked to the geometry of the bedrock below the survey or to velocity variations within the whole soil column, whereas the second one only investigates the first tens of meters. These different estimations are gathered for all sites in Table 3.3 and will be developed in more details in chapter 4.

From Figure 3.2 (top), there is apparently no correlation between large scale geometry of sites and consistency between dispersion curves. On the contrary, variations at the scale of the measurement may have an effect on the dispersion curves : Figure 3.2 (bottom left) shows 1) that there are no lateral variations of the H/V peak at all sites where all

TAB. 3.3 – *geometry of the site according to geomorphology, shape of H/V curves, lateral variations of H/V frequency peaks (indicated only when there is a clear peak, i.e. when shape of H/V is 1) and active seismics. 1 means 1D, 2 means 2D/3D, 1.5 means that there is a slightly dipping interface.*

Site name	geomorphology	H/V shape	H/V lat. var	active seismic
AIGIO	2	1	1	1
ATHENS	1	1	2	1
BENEVENTO	2	2	-	1.5
BOLU	1	2	-	1
BUIA	1	2	-	1
CERRETO	2	1	1	2
COLFIORITO	2	1	1	1
DUZCE	1	2	-	1
EDESSA	2	2	2	1
FORLI	1	2	-	1.5
KNIDI	2	1	2	1.5
KORINTHOS	1	1	1	1
NESTOS	1	1	1	1
NOCERA	2	2	-	2
NORCIA	2	1	2	1
SAKARYA	2	2	-	1
STURNO	1	2	-	1.5
TOLMEZZO	2	2	-	2
VOLVI	1	1	1	1

methods agree and where the H/V curves show a clear peak, and 2) that at all sites where H/V clear peaks show lateral variations, there are differences between measured and reference dispersion curves. Moreover, at most sites where 2D features are observed with active seismics (Figure 3.2, bottom right), there is a discrepancy between the measured and reference dispersion curves.

In conclusion, this part of the study showed that dispersion curves measured with the two surface wave methods are always consistent for 1D soft sites (EC-8 classes C and D), but slightly differ from the ones forward computed from borehole Vs profiles at half of these sites. In most cases, this difference may be explained by lateral variations between borehole and geophysical measurement acquisitions. With the lack of hole deviation measurement, the reliability of the borehole data is also not fully ensured. On the contrary, there are differences between all dispersion curves for the 2 investigated rock sites (EC-8 class A). The influence of 2D effects on the dispersion curve will be investigated in more details in chapter 4.

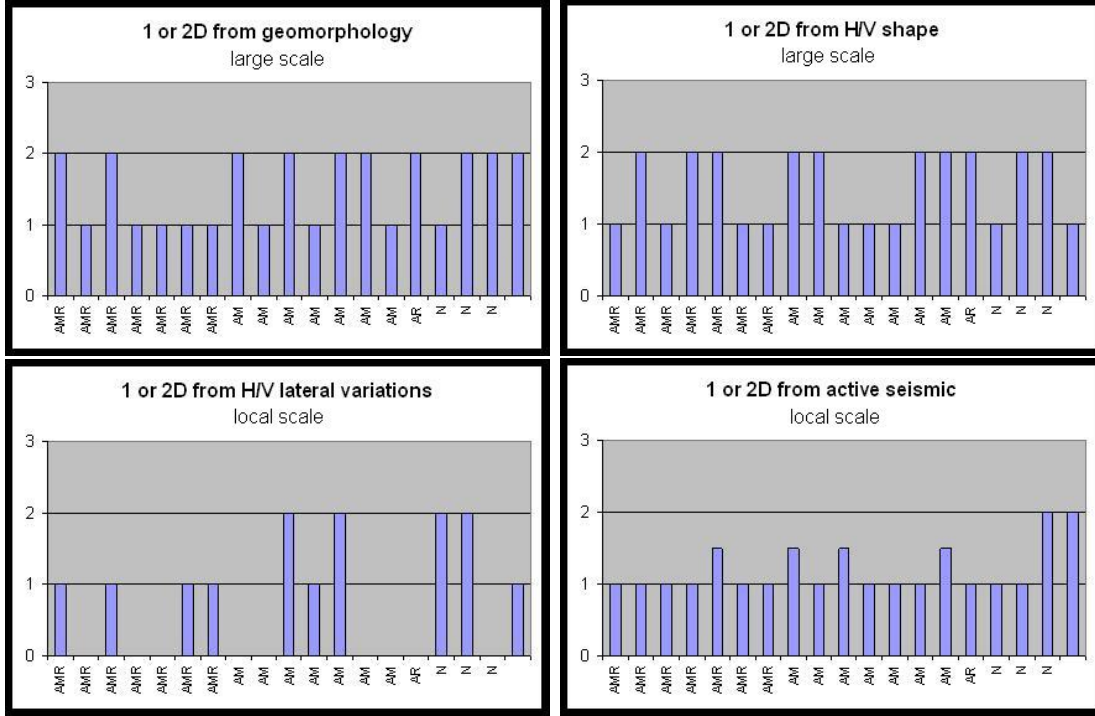


FIG. 3.2 – Dispersion curve consistency compared with geometry estimated from geomorphology (top left), H/V curve shapes (top right), lateral variation of H/V frequency peaks (bottom left), and active seismic measurements (bottom right). See Table 3.1 p.61 for the definition of consistency classes.

3.1.4 Profile comparison

In order to compare the Vs profiles obtained with the different methods, we compute at all sites the three ratios between Vs estimated 1) from borehole and AMV ($V_s\text{-BH}/V_s\text{-AMV}$), 2) from borehole and MASW ($V_s\text{-BH}/V_s\text{-MASW}$), and 3) from MASW and AMV ($V_s\text{-MASW}/V_s\text{-AMV}$). Among the ensemble of models resulting from surface wave inversions, we took for this computation the model with the minimum misfit, verifying that this one was representative of the whole ensemble of models.

The resulting profiles for all sites (except Cerreto) are represented on a log-log scale in Figure 3.3. Large variations on a limited depth range on single profiles (like between 55 m and 70 m depth for Colfiorito for the borehole/AMV ratio) are due to different estimations of interface depths, rather than to misestimation of the velocity values. This comparison is overall consistent with the dispersion curve comparison described in section 3.1.3. For sites then classified in the AMR class (the three methods show similar dispersion curves, sites with green names), all ratios are generally between 0.7 and 1.3 on a large depth range. Differences observed at very shallow depths (like in Aigio for example) correspond to the differences at high frequencies already discussed in section 3.1.3 and are linked either to the different resolution of the different methods at shallow depth or to lateral variations in the upper layer. For sites classified AM (AMV and MASW show consistent dispersion curves, but different from reference, i.e. sites with yellow names), Vs profiles estimated from AMV and MASW are in general similar (ratio varying around 1), but different from

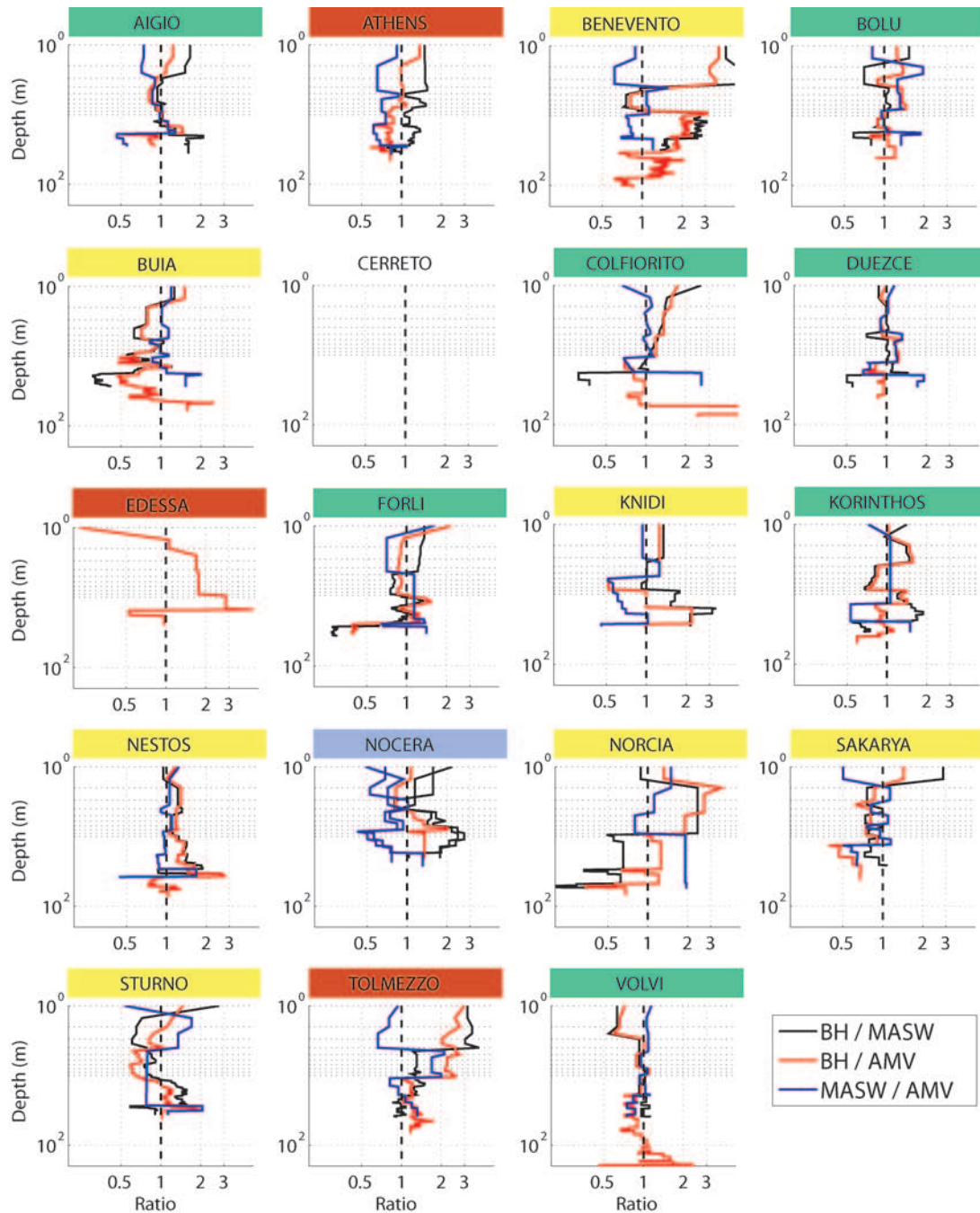


FIG. 3.3 – Ratio of the Vs values with depth for all sites, estimated from borehole and AMV (red), borehole and MASW (black), MASW and AMV (blue). Colors behind names of sites indicate the classification estimated from dispersion curve comparison (section 3.1.3, Table 3.1).

the reference model. However, if this difference is significant for Norcia and Benevento (ratios up to 2 or 3 on some depth range), the difference is very small for Sakarya (ratio around 0.8 from 2 to 15 m) or Nestos (ratios around 1.2 from 2 to 20 m). The fact that the ratio keeps the same value on the whole depth range, instead of varying around 1 like in Aigio or Duzce, explains the shift observed on the dispersion curves, which lead to classify these sites as AM and not AMR. For Knidi, Vs profiles resulting from MASW and AMV are quite different between 6 and 20 m depth. This is due to the difference in the chosen parameterization (linear gradient for MASW, two uniform layers for AMV), and enlightens the non uniqueness of the solution in surface wave inversions. Finally, among the sites classified in the N class (all methods gave different dispersion curves, i.e. sites with red names), Vs profiles resulting from surface wave inversion are very different from the reference profile at shallow depths for Tolmezzo, whereas the comparison between AMV and borehole results is satisfying for Athens (ratios between 0.7 and 1.3).

In order to gather all the results, the ratio profiles of all sites are shown for each pair of methods in Figure 3.4, with colors representing the corresponding EC-8 classes. The thick and thin continuous black lines in the graphs on the left respectively indicate the average and standard deviation (computed in log scale) at each depth and for all sites. In the graphs on the right, the number of sites reaching depth z indicates the confidence to give to these estimations at each depth; at all sites, this depth is limited by MASW measurements or borehole depths, but never by AMV measurements.

The average of the ratio between borehole and AMV (Figure 3.4 [top]) is very close to 1 from 6 to 55 m, a depth reached at only 7 sites by the borehole. At these depths, the standard deviation in log scale is 1.5 (most ratio values are comprised between $1/1.5$ and $1*1.5$). At shallower depths, Vs values estimated from boreholes are in average slightly higher than the ones estimated from AMV; this is particularly true for the 2 sites of EC-8 class A. For the ratio between borehole and MASW (Figure 3.4 [middle]), the average value is quite close to 1 for depths between 5 and 30 m, below which the MASW method does not have a good resolution (see section 3.1.5). The standard deviation is around 1.5 from 5 to 18 m depth, and around 1.7 from 18 to 30 m depth. At shallower depths, Vs estimated from borehole are also in average higher than Vs estimated from MASW, for the same EC-8 class A sites. Finally, the ratio between MASW and AMV results (Figure 3.4 [bottom]) is also in average very close to 1 (or just below 1) from 4 to 30 m, with a standard deviation around 1.4 up to 20 m depth, and around 1.6 between 20 and 30 m depth.

To summarize, these comparisons between Vs profiles show a good consistency between the profiles estimated with all methods, except at shallow depths (above 5 m depth), particularly for sites of EC-8 class A (rock sites).

As Vs30 is a characteristic value that is often used in engineering studies, we also compare the Vs30 values estimated from the different methods. In Figure 3.5, the comparison between Vs30 estimated from AMV and borehole (top) and from MASW and borehole (middle) shows that Vs30 estimated from surface wave methods and from borehole are very consistent for Vs30 values below about 600 m/s, and that above this limit (site classes A, B and E), Vs30 values estimated from borehole are higher than the ones estimated from surface wave measurements. This is consistent with the higher velocity values at shallow

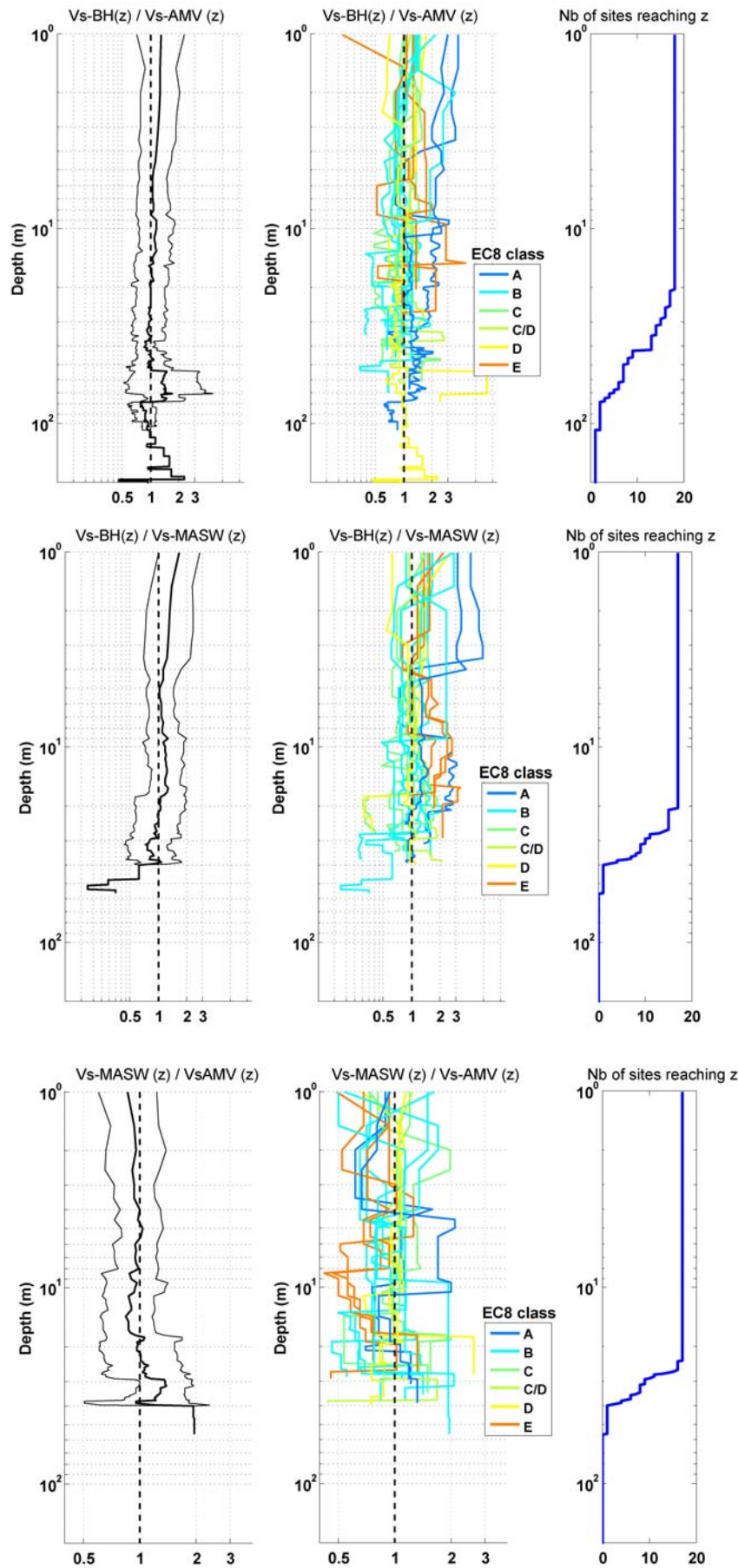


FIG. 3.4 – Ratio of the V_s values with depth derived from AMV and borehole (top), MASW and borehole (middle), array and MASW (bottom).

Left : average and standard deviation for all sites ;
middle : ratios corresponding to all sites, colors being linked to site classes ;
right : number of sites reaching the considered depth with both methods.

depth observed on borehole profiles in the previous section for EC-8 site class A. Moreover, there is also a good consistency between Vs30 estimated from AMV and MASW for Vs30 values below about 400 m/s (Figure 3.5 [bottom]). Above this limit (which once again concerns site classes A, B and E), MASW results give for most sites slightly lower values than AMV.

To conclude, the comparison of 1) dispersion curves (section 3.1.3), 2) Vs profiles resulting from their inversion (this section) and 3) Vs30 values derived from these profiles (this section) showed that the AMV technique allows the estimation of Vs profiles and Vs30 values similar to the ones estimated from borehole measurements, except for the stiff and rock sites involved in this study (EC-8 site classes A, B and E). At these sites, borehole measurements usually give at shallow depths higher values than AMV measurements. This trend could result from the large uncertainties on borehole measurements at shallow depth, where direct waves are slower than refracted waves in low velocity layers.

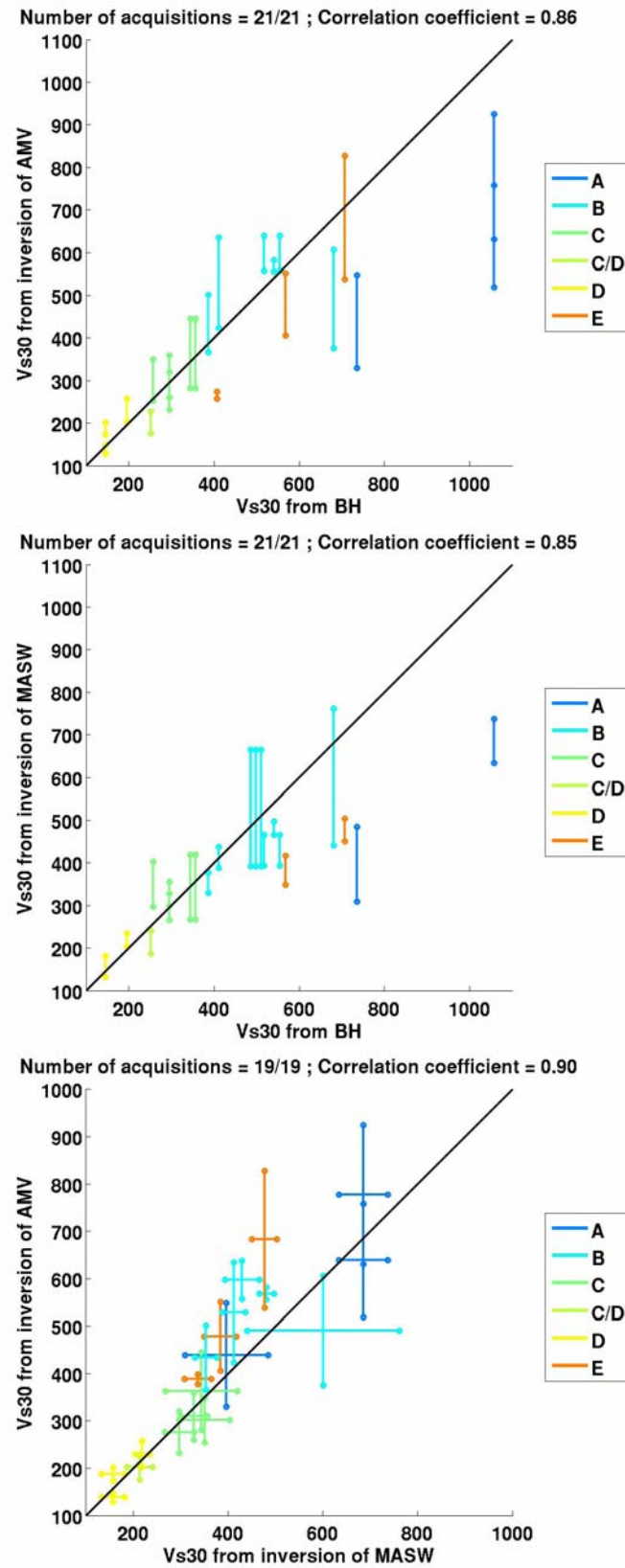


FIG. 3.5 – Comparison of the Vs30 values derived from AMV and borehole measurements (top), MASW and borehole measurements (middle), and AMV and MASW (bottom). Solid line : 1 :1 curve.

3.1.5 Penetration depths of the different methods

This section focuses on the investigation depths of the different methods, particularly the one of the MASW method, which is common in the engineering community because of its low cost. The first paragraph compares the minimum frequencies and maximum wavelengths of the 3 methods used to compute dispersion curves (MASW, FK and SPAC), whereas the second paragraph deals with the penetration depths of the borehole tests, MASW and AMV results.

Figure 3.6 plots the minimum frequencies and maximum wavelengths that can be measured by the different surface wave methods for both Rayleigh and Love waves (see also Table 3.4 for a summary), versus the maximum dimension of the acquisition. For the FK method, the values of the maximum wavelengths (resp. minimum frequencies) correspond to the ones used for the inversions, i.e. the smallest (resp. highest) between the resolution limit of the outer array and the value at which FK and SPAC curves separate.

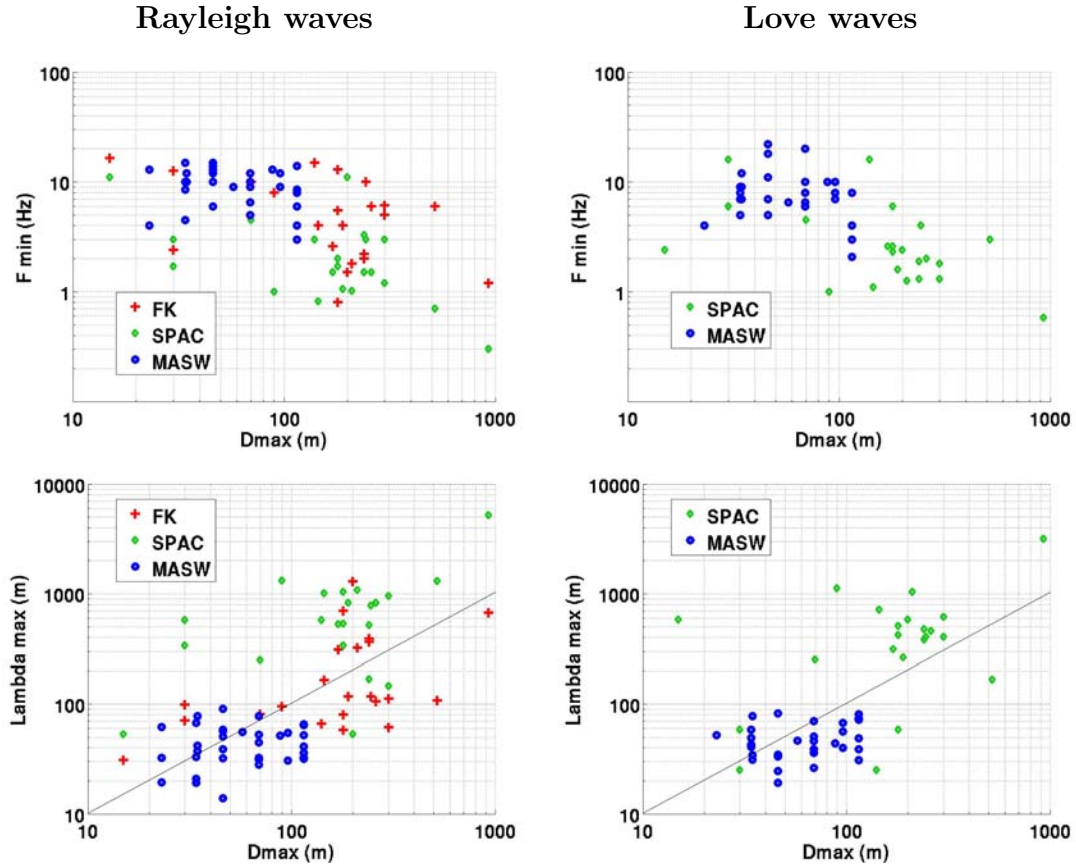


FIG. 3.6 – Minimum frequencies (top) and maximum wavelengths (bottom) recorded by the 3 methods for Rayleigh (left) and Love waves (right), as a function of the maximum dimension of the acquisition. Solid lines : 1 : 1 curves.

As expected, there is a strong difference in the frequency and wavelength ranges measured by the different methods. For Rayleigh dispersion curves, MASW minimum frequencies

TAB. 3.4 – *Maximum frequencies and maximum wavelengths measured by the three methods*

method	Fmax (Hz)	Lmin (m)
MASW	3 to 15	12 to 100
AMV	0.8 to 15	30 to 1200
SPAC	0.3 to 10	50 to 5000

and maximum wavelengths range from 3 to 15 Hz and 12 to 100 m respectively, whereas they are from 0.8 to 15 Hz and 30 to 1200 m for FK, and from 0.3 to 10 Hz and 50 to 5000 m for SPAC. Similar ranges are observed for Love wave dispersion curves estimated from MASW and SPAC. These values depend partly on the geometry of the acquisitions (in particular for MASW, which is constrained by near field effects, and for FK, which is constrained by the resolution limits of the arrays), but also largely on the frequency content of the recorded signals : MASW signals generated by hammer and plate and recorded by 4.5Hz geophones are higher frequencies than the ambient noise used in FK and SPAC methods. This explains why the correlation between maximum wavelengths and maximum dimension of the geometry is not very strong.

The penetration depths of the MASW method were determined from the Vs profiles, computed from the inversion of both Rayleigh and Love waves dispersion curves derived from MASW records, when available. They correspond to the depths below which the Vs profiles are not well constrained (a large range of Vs values below that penetration depth give the same misfit). Such uncertainty on the Vs profiles is only visible because the greatest depth allowed in the inversion is higher than the penetration depth, and because there are enough degrees of freedom in the parameterisation to both fit the dispersion curve and scan the deeper part of the profile.

In Figure 3.7, these penetration depths measured at all sites are shown as a function of the maximum wavelength measured for both Rayleigh and Love waves, the maximum of these two values being represented by a full symbol and the other by an open one. At all investigated sites, and with the equipment and acquisition geometries used here, penetration depths of the MASW method range between 15 and 25 m, except for 2 sites where they are shallower. This result explains the slight difference between Vs30 estimated from MASW inversion and Vs30 estimated from AMV inversion (section 3.1.4, Figure 3.5, bottom). Moreover, there is no strong correlation between penetration depth and maximum measured wavelength, but the rule of thumb usually used to estimate the penetration depth from the maximum wavelength ($D=\lambda_{max}/3$) approximately corresponds to the average of the values at all sites (black cross in Figure 3.7).

For AMV inversions, it is not possible to use uncertainties on the Vs profiles at great depths to determine the penetration depth, because the half space defined in the parameterisation indeed corresponds to a part of the dispersion curve and all degrees of freedom help reducing the misfit. We therefore derive estimates of the penetration depths from the rule of thumb $D=\lambda_{max}/3$.

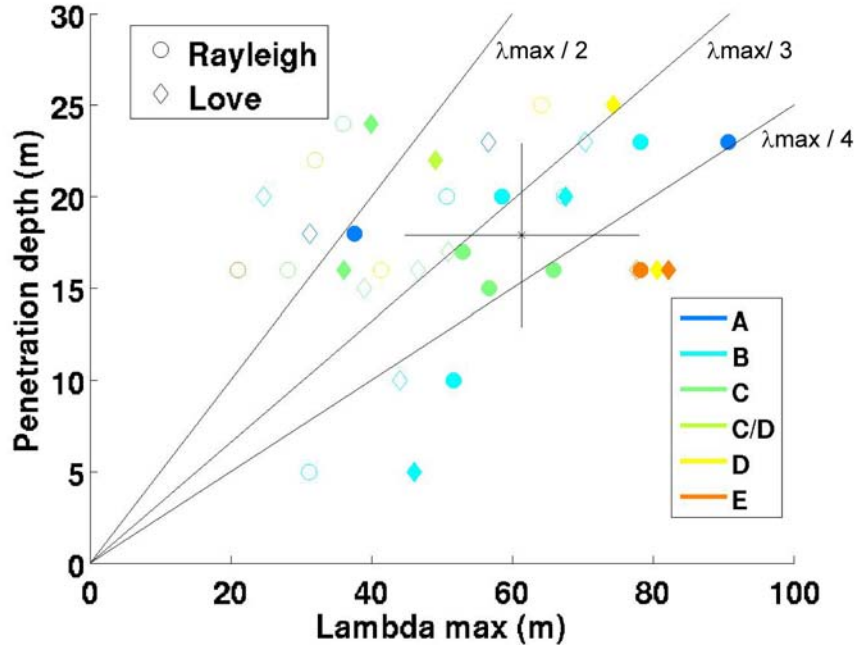


FIG. 3.7 – MASW penetration depths versus Rayleigh (circles) and Love (diamonds) maximum wavelengths for all sites distinguished by their EC-8 class. For each site, the maximum wavelength between Rayleigh and Love is represented by a full symbol. The 3 lines are for the relations $\lambda_{max}/4$, $\lambda_{max}/3$, $\lambda_{max}/2$. The black cross gives mean and standard deviations of the penetration depths and maximum wavelengths at all sites.

Figure 3.8 shows the penetration depths of the 2 surface waves methods, estimated like described above, and the depths of the borehole tests. There is no clear relation between these depths and the EC-8 site classes. The MASW method, when recorded like here with cheap acquisition system, allows the estimation of the Vs profiles on the first 20 to 30 meters, whereas the AMV method, as applied here with acquisition geometry and recording times adapted from real-time processing, almost always allows the estimation of the Vs profile down to 100 m, and often to more than 200 m, for the same acquisition and processing costs. On the contrary, the cost of boreholes increases with depth.

To conclude, MASW acquired with cheap active seismics allowed the estimation of Vs profiles down to at most 25 m at the 19 investigated sites. However, as showed in section 3.1.4, Vs30 values derived from these inversions are in most cases well correlated with Vs30 values measured within boreholes. Regarding the AMV technique, its penetration depth ranged in these 19 cases between one and several hundreds meters. This achievement was possible thanks to wireless connections, which greatly reduce distance limits due to cables, and to real-time processing, which allowed adapting both the recording time for each array to obtain a stable part of the dispersion curve, and the number and dimensions of the arrays in order to derive the dispersion curve down to the resonance frequency.

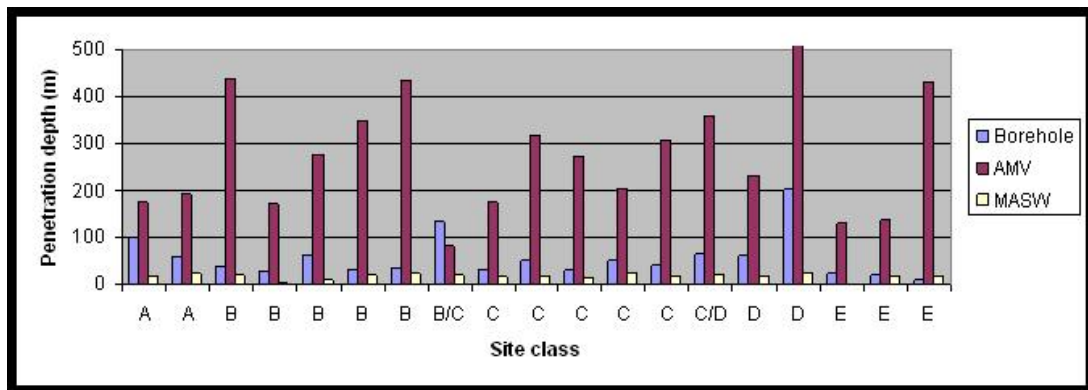


FIG. 3.8 – Penetration depths of the 3 methods. See text to read how each of them was estimated. Site 19 (Volvi) : 1700 m.

3.1.6 Contribution of the MASW to the high frequency part of the dispersion curve

Previous studies (in particular within the SESAME project) showed discrepancies between MASW and AMV at high frequencies (*Nguyen et al.*, 2004; *Wathelet et al.*, 2004; *Park et al.*, 2007; *Socco et al.*, 2008). This section therefore concentrates on the high frequency part of the dispersion curves measured at the 19 investigated sites, on the maximum frequencies and minimum wavelengths measured by the 3 methods MASW, FK and SPAC, and finally, on the contribution of MASW information on the high frequency part of the Love wave dispersion curve in the inversion results.

Table 3.5 shows the results of the comparisons between the dispersion curves in their high frequency range.

For Rayleigh wave dispersion curves (Table 3.5, left), both consistency between AMV and MASW results (3rd column) and consistency of the different profiles and shots of MASW (4th column) are considered. When MASW results are not consistent by themselves, AMV and MASW are considered consistent when at least one of the MASW dispersion curves is similar to the one measured with AMV. In total, there are 2 sites (Bolu and Norcia) at which the AMV method reaches higher frequencies than MASW. The comparison is thus not done for these sites. Moreover in Nocera, the MASW dispersion curve can only be measured on one shot, and the consistency between MASW results can thus not be estimated. Again, we do not compare the results obtained in Cerreto because measurements were acquired at very different locations. Regarding the other sites, all dispersion curves are consistent in their high frequency part at 7 sites over 18. There are only 3 sites at which MASW results are consistent by themselves but differ from AMV, among which 2 belong to the consistency class N defined in section 3.1.3 (dispersion curves from AMV, MASW and borehole were all different on the whole frequency range). On the other hand, there are 4 sites at which different profiles (acquired perpendicularly but very close to each other) and/or different shots of single profiles give different dispersion curves at high frequencies, but one of them is similar to the one derived with AMV. These differences on MASW results could be either linked to higher mode influence, or to

TAB. 3.5 – Comparison of the high frequency part of the dispersion curves. Left : Rayleigh waves. global : comparison presented in Table 3.2, AMV-MASW : comparison between high frequency parts of AMV and MASW dispersion curves, MASW : consistency at high frequency between the dispersion curves measured for all shots. Right : Love waves. SPAC-MASW : complementarity of SPAC and MASW to construct the whole dispersion curve, MASW : consistency at high frequency between the dispersion curves measured for all shots.

	Rayleigh			Love	
site	global	AMV-MASW	MASW	SPAC-MASW	MASW
AIGIO	AMR	no	yes	yes ?	no
ATHENS	N	no	no	-	-
BENEVENTO	AM	yes	yes ?	yes	no
BOLU	AMR	no HF on MASW		yes	yes
BUIA	AM	yes	no	yes	yes
CERRETO	-	-	-	-	-
COLFIORITO	AMR	yes	yes	yes	yes
DUZCE	AMR	yes	no	yes	yes
EDESSA	N	no	yes	yes ?	yes
FORLI	AMR	yes	yes	yes	yes
KNIDI	AM	yes	no	yes	no
KORINTHOS	AMR	yes	yes	no	yes
NESTOS	AM	yes	no	yes	no
NOCERA	AR	no	?	yes	yes
NORCIA	AM	no HF on MASW		yes	no
SAKARYA	AM	yes	yes	yes	yes
STURNO	AM	yes	yes	yes	yes
TOLMEZZO	N	no	yes	no	yes
VOLVI	AMR	yes	no	yes	yes

lateral variations in the very shallow layers, which are very plausible in such sedimentary deposits. To conclude, the comparison of the high frequency part of Rayleigh wave dispersion curves does not show the expected discrepancies observed in the previous studies between MASW and AMV, but rather enlightens the variability of MASW results at high frequencies. The influence of this variability is studied in more details at the end of this section.

Regarding Love waves, dispersion curves are only derived from SPAC (for the low frequency part) and from MASW (for the high frequency part). Table 3.5 (right) summarizes the complementarity of the SPAC and MASW to construct the whole dispersion curve (5th column), and, like for Rayleigh waves, the consistency of MASW results at high frequencies (6th column). There are only 2 sites where the dispersion curves from SPAC and MASW are not complementary : Tolmezzo, of consistency class N, and Korinthos, where the dispersion curve measured with MASW may correspond to a higher mode. Moreover, there are 5 sites where MASW shows variations between profiles or shots in the high frequency part of the dispersion curves. This comparison therefore enlightens the good complementarity between SPAC and MASW Love dispersion curves, and, like

the one for Rayleigh wave, the variability on MASW results at a significant number of sites.

Another important point to estimate the contribution of MASW concerns the usual limits of dispersion curves towards high frequencies and small wavelengths. Figure 3.9 shows, versus the minimum dimension of the acquisition, the maximum frequencies and minimum wavelengths that have been measured on all acquisitions by the different surface wave methods (MASW, FK and SPAC) for both Rayleigh and Love waves.

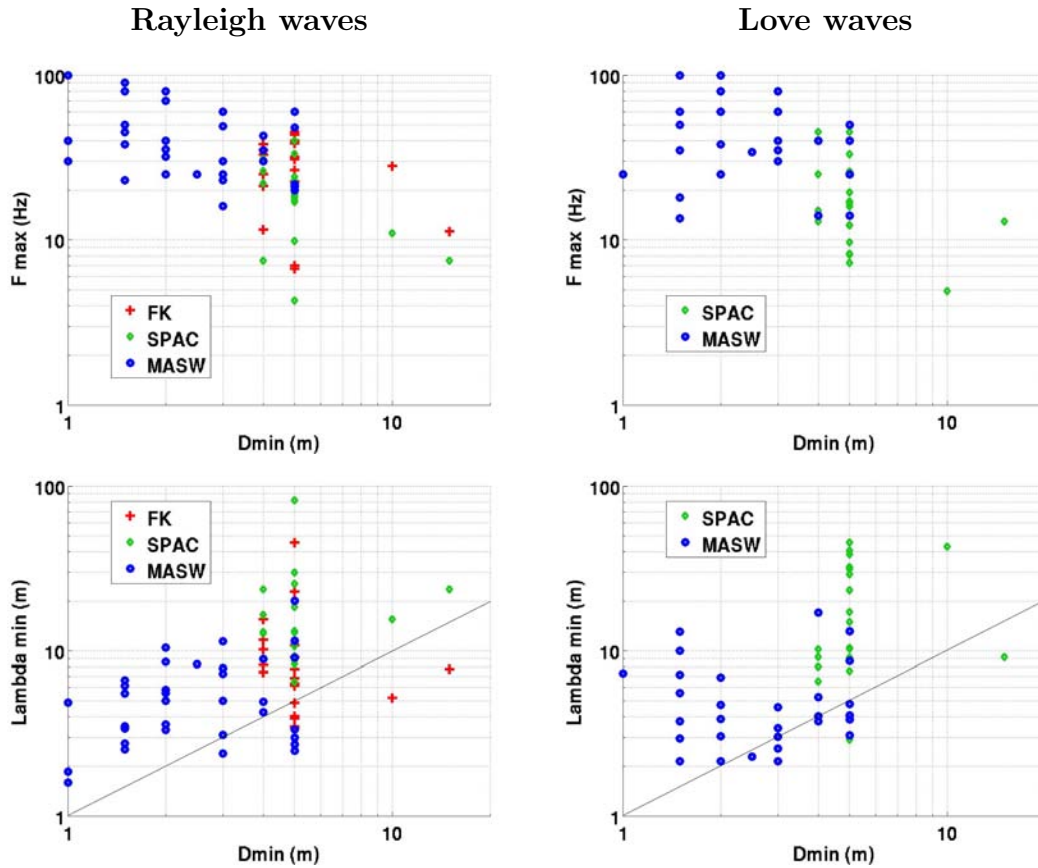


FIG. 3.9 – Maximum frequencies (top) and minimum wavelengths (bottom) recorded by the 3 methods for Rayleigh (left) and Love waves (right), as a function of the minimum dimension of the acquisition. Solid lines : 1 :1 curves

For Rayleigh waves dispersion curves, maximum frequencies and minimum wavelengths range respectively between 15 and 100 Hz and between 1.5 and 20 m for MASW, between 7 and 50 Hz and between 3.5 and 45 m for FK, and between 4 and 40 Hz and between 6.5 and 80 m for SPAC. Similar ranges are observed for MASW and SPAC Love wave dispersion curves. Like maximum frequencies and minimum wavelengths, all these values depend on the acquisition geometry, but also mainly on the frequency content of the recorded signal.

In order to better quantify the contribution of MASW site by site, Figure 3.10 shows the ratio computed at each site between the minimum wavelength measured with AMV

(usually with the FK method) and the one measured with MASW. On the X axis, sites are positioned in alphabetical order : this axis does not have any physical significance.

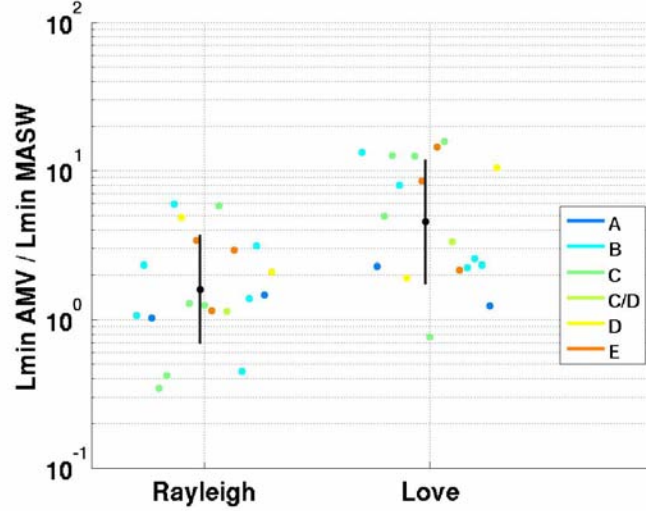


FIG. 3.10 – Ratio of the minimum wavelength measured at each site by AMV and MASW for both Rayleigh (left) and Love waves (right). Colors indicate EC-8 site classes. Black points and lines indicate averages and standard deviations. On the X-axis, sites are positioned in alphabetical order - this axis does not have any physical significance.

On average, minimum wavelengths derived from AMV are 1.5 times and 4.5 times greater than the ones derived from MASW for Rayleigh waves and Love waves, respectively. This difference between Love and Rayleigh waves is explained by the use of the FK method for Rayleigh waves which was not applied for Love waves, and which, with appropriate acquisition geometry and recording time, allows a good estimation of the high frequency part of the dispersion curves.

Two types of inversion were performed to quantify the contribution of MASW on the inversion results themselves : 1) one only taking into account all curves derived from AMV (Rayleigh wave dispersion curves estimated from FK, Rayleigh wave auto-correlation curves estimated from MSPAC, and Love wave dispersion curves derived from 3C-SPAC); and 2) the other completing the high frequency part of the SPAC Love wave dispersion curves with MASW results, when possible, i.e. at 10 sites. These two series of Vs profiles were compared through the average values VsZ : Vs5, Vs10, Vs20 and Vs30. These values were calculated, for each inversion, from all profiles with misfit lower than 1 and were then averaged to derive 1 VsZ value per inversion. Figure 3.11a compares the results for the two types of inversion (with and without MASW information for Love waves high frequencies). Most values align on the 1 :1 curve and are very similar.

In order to compare with VsZ values derived from borehole, the ratios between VsZ from inversion and VsZ from borehole were computed for each of these values. Figure 3.11b shows the resulting ratios computed for inversion of AMV alone versus the ones computed for the joint inversion of AMV and MASW. Most of the values are close to 1, both for AMV inversion alone and for the joint inversion of AMV and MASW; however, no clear

improvement linked to the joint inversion of AMV and MASW appears for any of the VsZ values (values are not closer to 1 for inversions from AMV+MASW than for inversions from AMV alone). Several remarks can explain this lack of improvement : differences between results of surface waves methods and borehole information may be explained by the variability at high frequencies observed on the MASW results. Moreover, the good estimation of the high frequency part of the Rayleigh wave dispersion curve from the FK method reduces the impact of the high frequency part of the Love wave dispersion curve given by MASW.

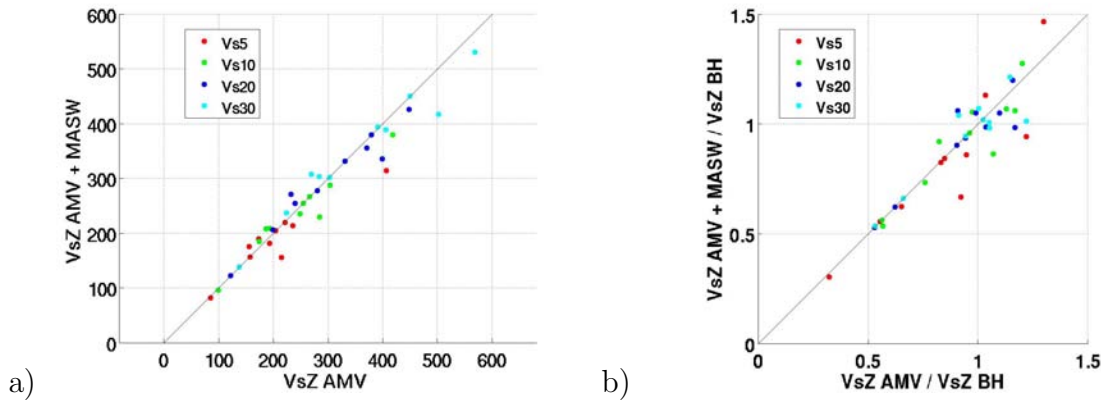


FIG. 3.11 – Contribution of the MASW derived highest part of Love wave dispersion curves to VsZ values. a) Comparison of VsZ values of the 2 methods. b) Comparison of the ratio of VsZ values from the 2 methods to VsZ values from borehole.

Finally, in order to investigate further the influence of the high frequency part of the dispersion curve on the inversion results, we inverted separately the 3 curves measured in Volvi along the 3 different profiles (Figure 3.12), which are different at frequencies higher than 15 Hz (corresponding to 12 m wavelength). We inverted as well their common part, computed from their average in the 4 to 15 Hz frequency range. The 4 dispersion curves were inverted with no uncertainty (or same uncertainty applied to all points). The parameterisation used here is one layer with linear velocity increase above half space for V_p , and 4 uniform layers above half space for V_s . Three of these four layers are used to fit the dispersion curve; the layer at the surface is constrained to be shallower than the minimum wavelength and helps visualizing the shallowest resolution depth. On the contrary, the half space helps visualizing the deepest resolution depth. Figures 3.13 and 3.14 show the results of the inversion.

Vs profiles resulting from these 4 inversions present slight variations at shallow depths : at 5 m depth, Vs is between 160 and 190 m/s for P1, between 140 and 180 m/s for P2, between 160 and 200 m/s for P3 and between 160 and 220 m/s for the common part alone. At larger depths, the profiles are similar for the 4 dispersion curves, ranging from 200 to 260 m/s at 10 m depth, and from 200 to 300 m/s at 20 m depth. The resolution depth is shallower for P2 because its dispersion curve is limited at 5 Hz towards low frequencies, against a limit at 4 Hz for all other dispersion curves. Finally, the main difference between the results of the 3 dispersion curves measured on the profiles, and the ones of the common part lies in the shallowest depth of resolution, which is about 2 m for the first ones, and

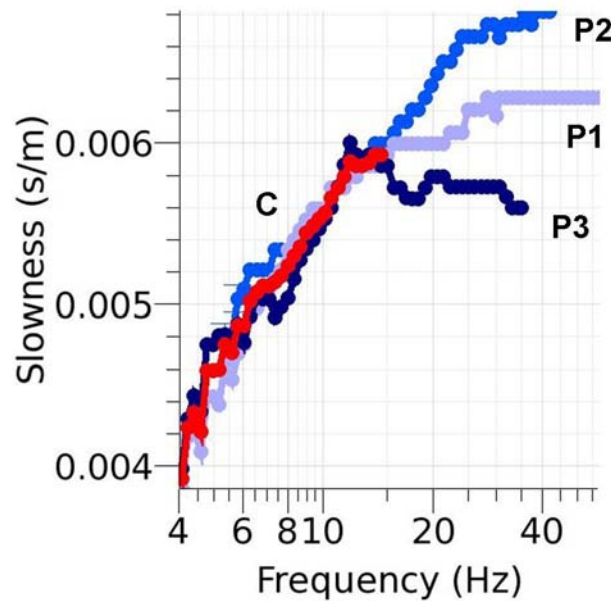


FIG. 3.12 – Dispersion curves measured on the 3 profiles in Volvi (blue curves) and their common part (red).

about 4 m for the last one. This depth corresponds to $1/3$ of the 12 m minimum wavelength described by the dispersion curve.

The differences between resulting Vs profiles have an influence on the corresponding VsZ values. Figure 3.15 shows the VsZ profiles corresponding to the Vs profiles presented in Figure 3.13, and from which the Vs5, Vs10, Vs20 and Vs30 values were extracted and gathered in Table 3.6. The VsZ profiles from the 3 large frequency band dispersion curves show slight differences down to about 10 m. Below that depth, they are very similar for the ensemble of models represented here (i.e with misfit lower than 0.05). The larger velocity range observed on P2 VsZ profile at depths below 20 m is due to the shallow resolution depth of P2 dispersion curve, already discussed before. The VsZ profiles resulting from the common part of the dispersion curve (C) exhibit a slightly larger velocity range, on the whole profile and particularly in the first 10 m. This is due to the larger uncertainty on the shallowest part of the Vs profile. However, the average values are similar to the 3 other VsZ profiles. To conclude, the differences observed on the Volvi dispersion curve only have an influence on the very shallow part of the Vs profiles. This does not affect the VsZ mean values, but rather the uncertainty on the Vs5 and Vs10 values (larger ranges).

TAB. 3.6 – Vs5, Vs10, Vs20 and Vs30 values for the 4 inversions.

VsZ	P1	P2	P3	common part
Vs5	150 - 180	140 - 170	150 - 190	110 - 190
Vs10	160 - 190	160 - 190	170 - 200	140 - 200
Vs20	180 - 220	170 - 220	180 - 220	160 - 220
Vs30	200 - 240	180 - 260	200 - 240	180 - 240

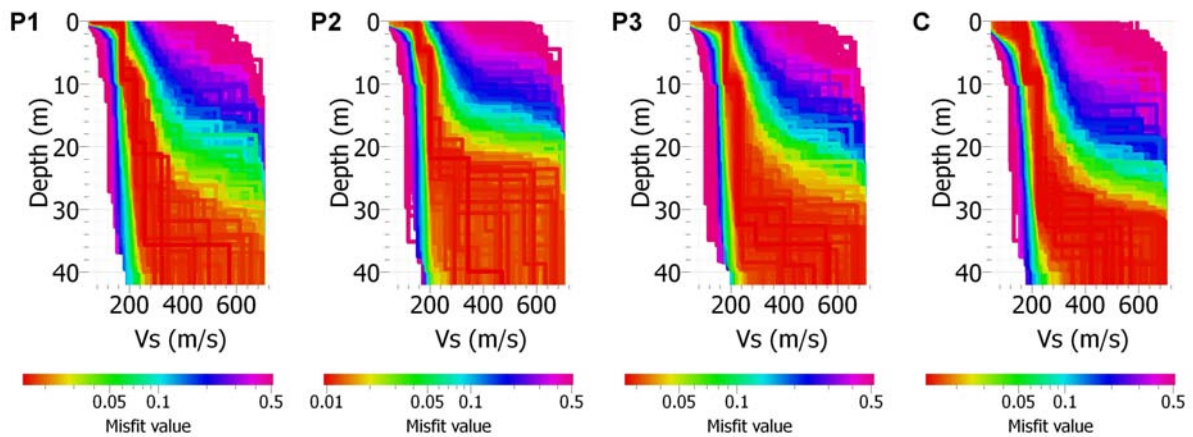


FIG. 3.13 – V_s profiles resulting from the inversion of the 3 dispersion curves determined on profiles 1 to 3 in Volvi, and from the common part of these dispersion curves.

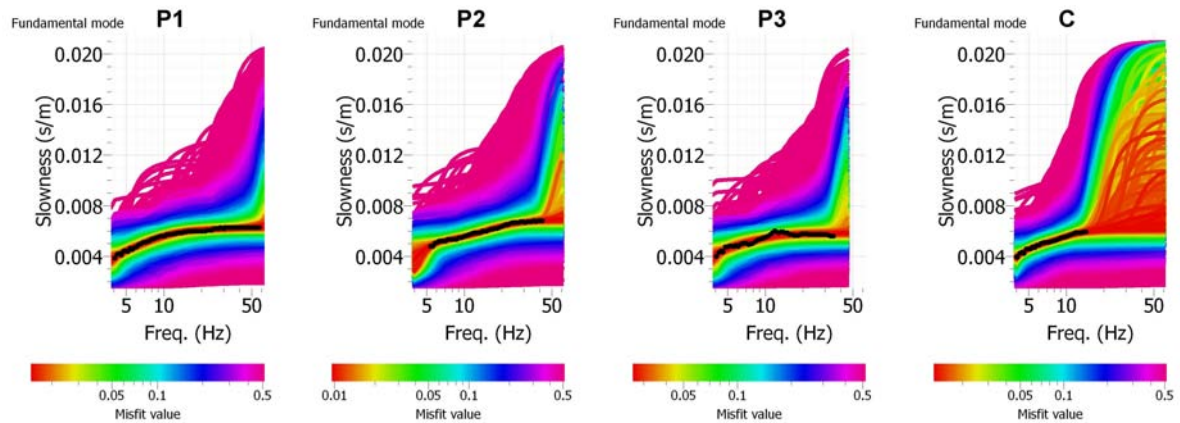


FIG. 3.14 – Inverted dispersion curves corresponding to the V_s profiles shown in Figure 3.13.

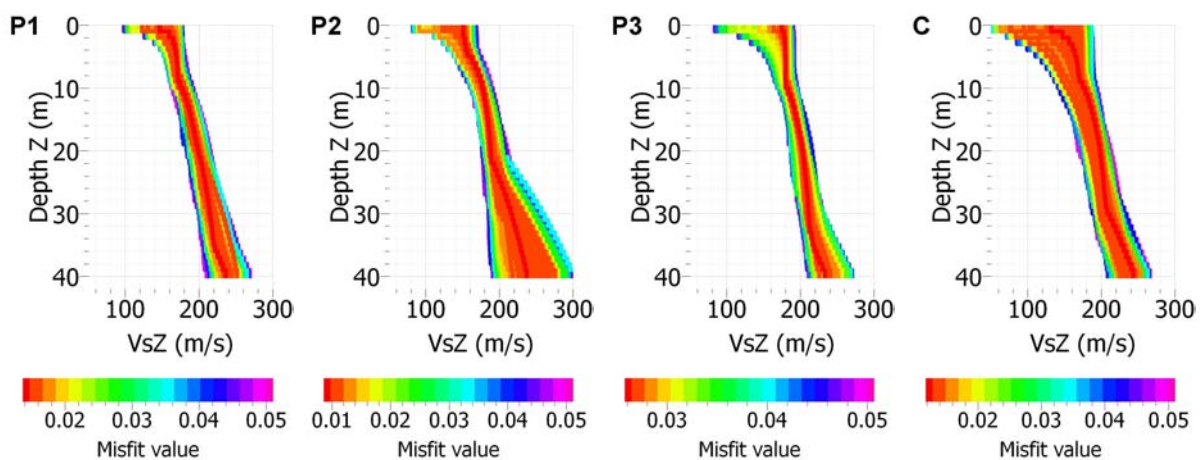


FIG. 3.15 – V_sZ (average velocity down to depth Z) profiles corresponding to the V_s profiles with misfit lower than 0.05 shown in Figure 3.13.

3.1.7 Correspondance between VsZ and $V_{\lambda}L$

Several unpublished studies tend to show a correlation between the velocity of the 30 to 40 m wavelength Rayleigh wave and Vs30. This observation could be very valuable because the inversion step, which is much more subjective than the dispersion curve computation, could be unnecessary to estimate VsZ values. In the next paragraph, we first test the relation between Vs30 and the velocity of the 30 m wavelength ($V_{\lambda 30}$) at the 19 NERIES sites, and then investigate this relation for different wavelengths and VsZ values. We also present all dispersion curves in the velocity-wavelength domain, which might be another way to estimate EC-8 site classes without performing any inversion.

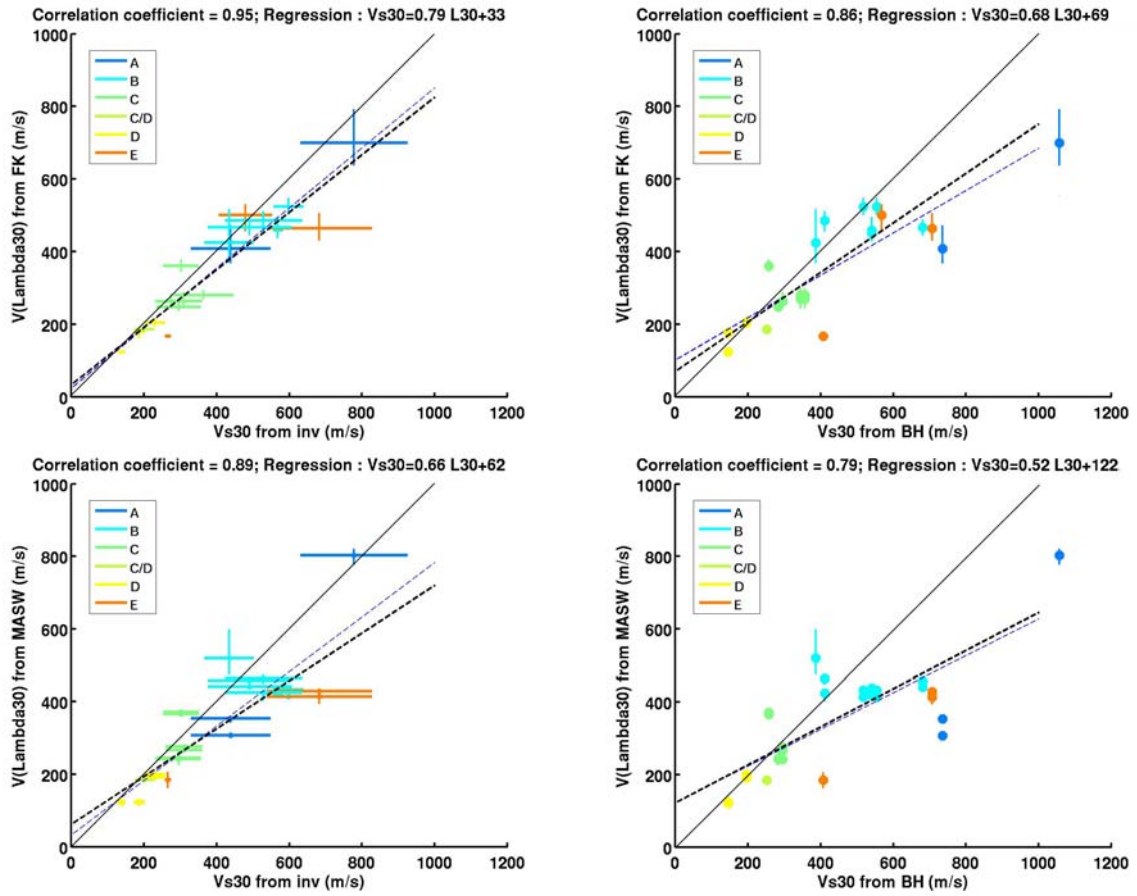


FIG. 3.16 – Correlation between Vs30 values estimated from inversion (left) and borehole (right) and $V_{\lambda 30}$ values measured on FK dispersion curves (top) and MASW dispersion curves (bottom). The blue dashed line is the linear regression corresponding to all data points, whereas the black dashed one, whose law is indicated at the top, is the one without class A data points. The correlation coefficient at the top is computed from all data points. The solid line is the 1 :1 curve.

Figure 3.16 shows the correlation between $V_{\lambda 30}$ and Vs30. The two top graphs concern dispersion curves measured with the FK method (that are similar to the ones measured with the SPAC method, not shown), whereas the two bottom graphs concern dispersion curves measured with MASW. On the left, Vs30 are computed from the profiles resulting

from the AMV inversions, whereas on the right, they are from the profiles estimated with borehole measurements. On all graphs, the blue dashed line is the linear regression corresponding to all data points, whereas the black dashed line is the one without class A data points and corresponds to the regression coefficients indicated at the top right of all graphs. The correlation coefficient, which is calculated for all data points and is indicated on top left of all graphs, is very good between $V\lambda 30$ and $Vs30$ estimated from inversion. It is satisfying between $V\lambda 30$ and $Vs30$ estimated from borehole, except for sites with high values of $Vs30$ (sites of class A, B and E), which were also the sites at which the comparison between $Vs30$ values from AMV and borehole was not so good.

In order to understand further the relation between VsZ and $V\lambda L$, the correlation coefficients were computed for different VsZ values and all wavelengths between 5 and 40 m. The values of these coefficients are plotted in Figure 3.17, for Rayleigh waves dispersion curves measured with FK (a), SPAC (b) and MASW (c). On each of these figures, the top graphs indicate the number of sites for which the dispersion curve gives information on the considered wavelength, and the correlation coefficients are plotted in the bottom graphs, for wavelengths that can be observed on more than $3/4$ of the maximum number of sites. These results are not very clear, particularly the ones involving borehole Vs profiles. On results computed from Vs profiles inverted from surface waves measurements, the wavelengths returning the best correlation coefficient increase when increasing the Z value in the computation of VsZ from 5 to 20 m. For higher Z values, all correlation coefficients are nearly equal and quite high (0.9 and larger). Further studies are ongoing to understand better these correlations.

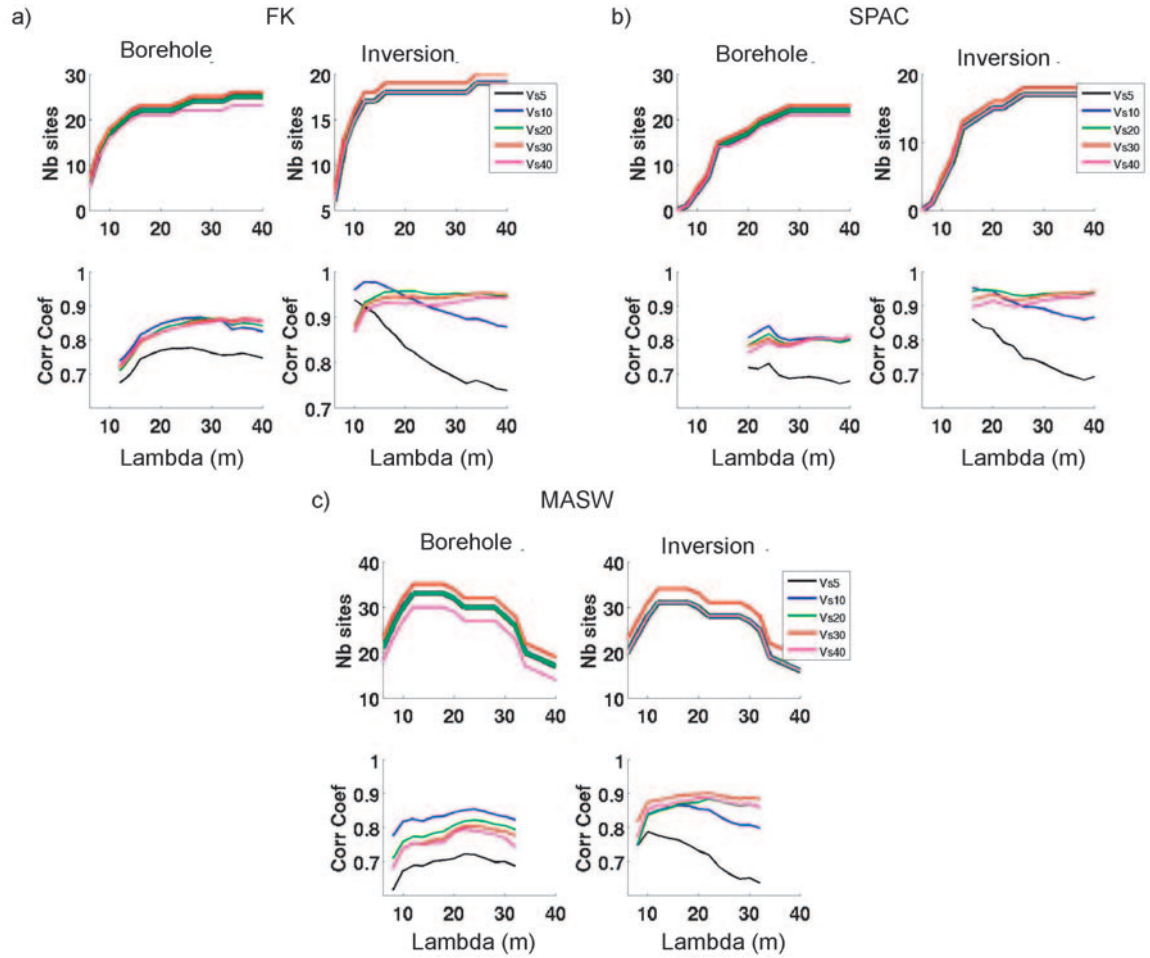


FIG. 3.17 – Correlation coefficients of the relation between $V\lambda L$ and VsZ values. $V\lambda L$ are estimated from FK (a), SPAC (b) and MASW (c); VsZ values are estimated from boreholes (graphs on the left) and from surface wave inversion (labeled "inversion", graphs on the right). For each method, the top graph indicates the number of sites for which the dispersion curve gives information on the considered wavelength. Correlation coefficient values are only showed when the number of sites is greater than 3/4 of the maximum number of sites.

Another way to test the necessity of the inversion step to determine the EC-8 class of a given site, is to represent all measured dispersion curves in the velocity-wavelength domain, like shown in Figure 3.18 for the three methods (FK, SPAC and MASW). Dispersion curves for site classes A to D are distributed from high to low velocities whereas dispersion curves of site class E start at low velocities for small wavelengths and end up at high velocities at long wavelengths, with a steeper velocity increase than the ones of other site classes. This suggest that site classes may be estimated directly from the dispersion curves. However, this study is only based on 20 sites, and further studies involving many more sites are to be done in order to confirm or invalidate these results.

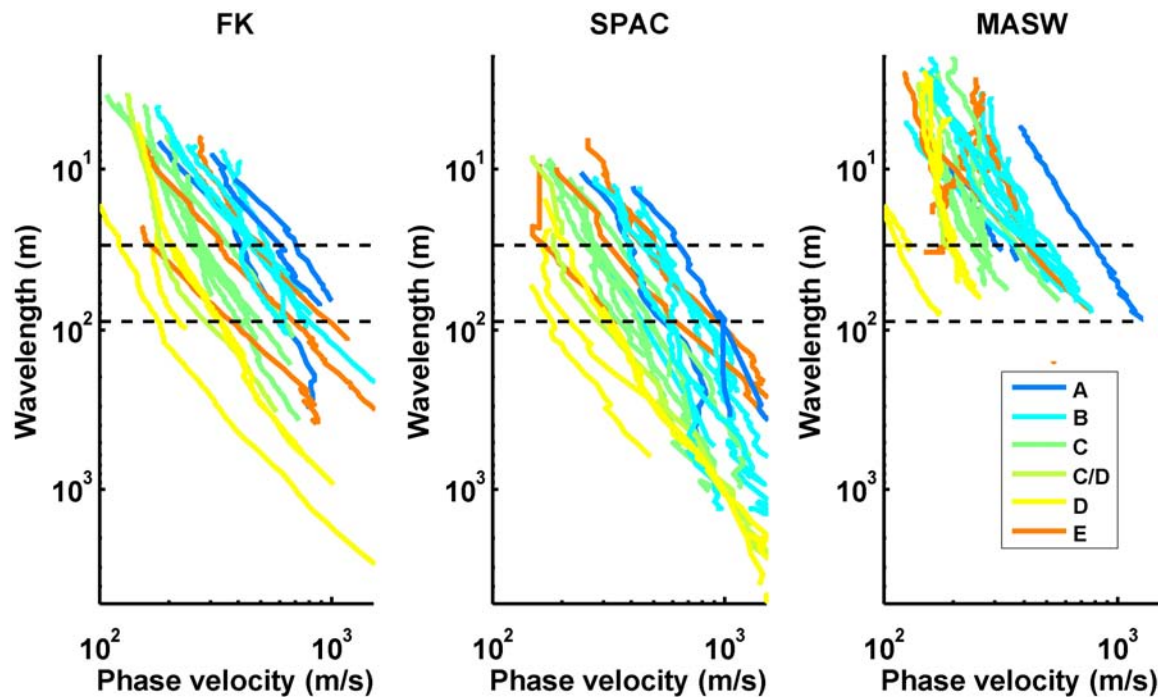


FIG. 3.18 – Dispersion curves measured at all sites, represented in the velocity-wavelength domain. The colors indicate the EC-8 site classes. Horizontal dashed black lines are at 30 and 100 m wavelengths, respectively.

3.1.8 Conclusions

This section presented the results of the active and passive seismic experiments performed at the 19 sites selected in Italy, Greece and Turkey within the NERIES project - subtask JRA4. They were compared to the ones of classical measurement techniques, i.e. down-hole and cross-hole tests. In order to stay cheap and feasible, active seismic experiments involved 24 geophones for recording the signals generated with hammer and plate (other options would have involved the use of explosives or vibroseis; this would not only have been more expensive, but would have needed specific permissions and would not have been possible at city sites). They were processed with the MASW technique to compute the dispersion curves. Passive seismics were acquired with 8 stations linked with wireless connections and monitored with near real-time processing software allowing the

adaptation of the acquisition to the site. Dispersion curves were computed both with the frequency wavenumber (FK) and with the SPatial AutoCorrelation (SPAC) techniques for both Rayleigh and Love waves.

Comparing the Vs profiles and VsZ values estimated from borehole and AMbient Vibration measurements, we showed that the two methods give similar results for sites where Vs30 is lower than 600 m/s. For higher values, borehole measurements in all considered cases gave higher velocity values than AMV, particularly at shallow depths (down to ≈ 5 m). As stiff and rock sites are likely to present a weathered or fractured upper layer, this difference might have several explanations :

- Refracted waves may have been picked instead of direct waves in cross-hole measurements,
- Surface and borehole techniques may not sample the same material, the former involving larger distances and being thus more likely to be influenced by fractures,
- The two techniques do not involve the same frequency ranges (1 - 50 Hz for surface methods, 100 - 1000 Hz for borehole techniques) and are therefore not sensitive to the same characteristics of the ground,
- The presence of anisotropy may also induce differences between down-hole, cross-hole and surface tests, depending on the measured direction of the particle motion.

The study of the high frequency / small wavelength limit of the dispersion curves measured with AMV and MASW for Rayleigh waves showed that the FK method (with a small enough array aperture) allows to have a good estimate of the high frequency part of the dispersion curve. Moreover for Love waves, for which the FK method was not applied, MASW and SPAC dispersion curves were found to be complementary to obtain the dispersion curve from high frequencies down to the fundamental frequency. However, the introduction of the MASW Love wave dispersion curve in the inversion did not improve very much the results because the Rayleigh wave dispersion curve derived from FK already contained information at high frequencies.

Regarding the MASW technique, we found that at these 19 sites, its penetration depth was in most cases comprised between 15 and 25 m. However, Vs30 values estimated from MASW were well correlated with the ones estimated from AMV for sites with Vs30 lower than 400 m/s, and were slightly lower for sites with higher Vs30 values. Moreover, we observed a large variability at high frequencies (corresponding to depths < 5 m) on the dispersion curves estimated from the different shots and profiles of a single site.

Finally, we found that there is a good correlation between $V\lambda_{30}$ and Vs30 values estimated from the inversion results. This could indicate that the inversion step, which is the most subjective, is not necessary to derive Vs30 values. However, the site sample was here rather small, and this correlation should be confirmed by other studies before using it to derive Vs30 values.

3.2 Influence of parameterization on inversion of surface wave dispersion curves and definition of an inversion strategy for sites with a strong Vs contrast.

F. Renalier¹, D. Jongmans¹, A. Savvaidis², M. Wathelet¹, B. Endrun³ and C. Cornou¹

¹LGIT, Grenoble, France.

²ITSAK, Thessaloniki, Greece

³Institute of Geosciences, University of Potsdam, Potsdam, Germany.

3.2.1 Introduction en français

Un benchmark organisé en 2006 a montré qu'entre les deux étapes des techniques d'inversion des ondes de surface, l'étape d'inversion est la plus problématique (*Cornou et al.*, 2006). Cette section présente un article soumis, corrigé et soumis de nouveau à la revue *Geophysics*, concernant l'inversion de la courbe de dispersion du mode fondamental de l'onde de Rayleigh sur des sites présentant un fort contraste de vitesse.

3.2.2 Résumé en français

L'inversion de la courbe de dispersion du mode fondamental de Rayleigh n'a pas une solution unique, et le choix de l'espace des paramètres (nombre de couches, gammes de vitesses et d'épaisseur des couches) est primordial pour obtenir des résultats fiables. Nous avons analysé les profils de vitesse estimés à partir de mesures en forage à 10 sites où les couches de sols reposent sur le socle rocheux en divers contextes géologiques. Tous ces profils peuvent être simplifiés à des profils avec une à trois couches présentant une loi de vitesse linéaire avec la profondeur. Trois modèles synthétiques définis à partir de cette étude préliminaire ont été utilisés pour comprendre l'influence de la paramétrisation sur l'inversion des courbes de dispersion. Cette analyse a permis de définir une procédure d'inversion en deux temps pour les sites présentant un fort contraste de vitesse entre sol et substratum. Dans la première étape, la courbe de dispersion est inversée avec un nombre croissant de couches au dessus d'un demi-espace. L'évolution des résidus (misfit) minimum et de la profondeur du demi-espace avec le nombre de couches permet d'estimer la gamme de profondeur du substratum. Dans une deuxième étape, cette information est introduite dans l'inversion avec des lois de vitesse linéaires avec la profondeur. Des tests sur des synthétiques ont montré que pour appliquer cette procédure, il est nécessaire de connaître la courbe de dispersion dans la gamme de fréquence de f_0 à $10 f_0$, où f_0 est la fréquence de résonance du site. Cette procédure a été testée sur deux sites réels où la courbe de dispersion des ondes de Rayleigh a été mesurée sur une large gamme de fréquence à partir de méthodes sismiques actives et passives. Au premier site, cette stratégie donne des résultats en bon accord avec les méthodes en forages, tandis que la profondeur du socle rocheux a été surestimée de 15% au second site, sans doute à cause de l'influence d'un mode supérieur affectant la courbe de dispersion à basse fréquence.

3.2.3 Abstract

Inversion of the fundamental mode of the Rayleigh wave dispersion curve does not provide a unique solution and the choice of the parameterization (number of layers, range of velocity and thickness values for the layers) is of prime importance for obtaining reliable results. We analyzed shear wave velocity profiles derived from borehole tests at 10 sites where soil layers overlay bedrock in various geological contexts. One to three seismic layers with linear velocity laws could model all of them. Three synthetic models defined from this preliminary study were used to understand the influence of parameterization on the dispersion curve inversion. This analysis resulted in the definition of a two-step inversion procedure for sites exhibiting a strong impedance contrast. In the first step, the dispersion curve is inverted with an increasing number of layers over half space. The evolution of the minimum misfit and bedrock depth with number of layers allows the estimation of the true bedrock depth range. In the second step, this information is introduced in inversions with linear velocity laws. Synthetic tests showed that applying this procedure requires the dispersion curve over a frequency range from F_0 to $10F_0$, where F_0 is the site resonance frequency. The strategy was tested on two real cases for which Rayleigh wave dispersion curves were measured over this frequency range using passive and active seismic methods. The strategy was successful at the first site, while the bedrock depth was overestimated by 15% at the second site, probably resulting from the existence of a higher mode affecting the dispersion curve at low frequency.

3.2.4 Introduction

Shear wave velocity (V_s) is a key parameter for site characterization in geotechnical engineering. V_s value is sensitive to ground compactness and rigidity variations and V_s imaging techniques allow the delineation of geological boundaries in the subsurface (*Hunter et al.*, 2002), as well as ground densification (*Kim and Park*, 1999) or decompaction resulting from landslide effects (*Jongmans et al.*, 2009). In earthquake engineering, shear wave velocity is also used in charts for liquefaction potential assessment during an earthquake (*Finn*, 2000). In the same field, numerous studies have shown that the ground motion characteristics (amplitude, duration) are amplified at sites where soft soil layers cover firm bedrock, and that contrasts in V_s values strongly control the dynamic site response and the resulting damage (see, for instance, *Bard and Riepl*, 1999; *Sommerville and Graves*, 2003). They are therefore required for evaluating site effects in seismic hazard assessment.

Shear wave velocity (V_s) can be in-situ measured by using various methods including borehole tests, shear wave refraction and reflection studies, and surface-wave techniques (*Jongmans*, 1992; *Dasios et al.*, 1999; *Hunter et al.*, 2002; *Boore*, 2006). In recent years, surface waves have been increasingly used for deriving V_s as a function of depth, taking advantage of the dispersion properties of these waves (*Socco and Jongmans*, 2004, for a review, see). Surface wave methods are divided in two main categories based on the kind of sources that generate the observed signals, i.e. active and passive methods. The first ones record vibrations generated by an artificial source, the frequency band of which is generally above 2 Hz (*Tokimatsu*, 1997). Their penetration depths are usually limited

to a few tens of meters (*Jongmans and Demanet, 1993; Park et al., 1999; Socco and Strobbia, 2004*). On the contrary, ambient vibrations or microtremors are also produced by sources of lower frequency (*Aki, 1957; Satoh et al., 2001; Okada, 2003*), making both methods complementary for defining the dispersion curve over a wide frequency range (*Nguyen et al., 2004; Wathelet et al., 2004; Park et al., 2007; Socco et al., 2008*). Surface wave dispersion depends essentially on the Vs profile (Vs values and thicknesses of the different layers), and to a lesser degree, on the P-wave velocity and density profiles (*Xia et al., 1999*). Starting from seismic records, Vs profiles are thus estimated in two steps : 1) deriving the dispersion curve by transforming the recorded ground motion from the time-space domain to the velocity-frequency domain, and 2) inverting the dispersion curve to retrieve the shear wave velocity structure.

Numerous transforming methods have been proposed to process surface waves and estimate their dispersion curve, depending on the sensor layout (linear or two-dimensional arrays), the surface wave type (Love or Rayleigh) and the considered velocity (group or phase). An overview of the different techniques can be found in *Socco and Strobbia (2004)* and in *Wathelet et al. (2008)*. Three main methods can be combined to determine the dispersion curve on a wide frequency range : the frequency-wavenumber method (*Lacoss et al., 1969*), the high-resolution frequency-wavenumber method (*Capon, 1969*) and the modified spatial auto-correlation technique (*Aki, 1957; Bettig et al., 2001*). In the second step, the phase velocity dispersion curve is usually inverted using a classical linearized algorithm (*Herrmann, 1987; Satoh et al., 2001*) or direct search techniques like the Monte Carlo approach (*Edwards, 1992; Mosegaard and Tarantola, 1995; Socco and Boiero, 2008*), the neighborhood algorithm (*Sambridge, 1999; Wathelet et al., 2004; Wathelet, 2008*) or the genetic algorithm (*Yamanaka and Ishida, 1996; Kind et al., 2005; Parolai et al., 2005; Dal Moro et al., 2007*).

A classical assumption in surface wave inversion studies is the predominance of the fundamental mode for the vertical motion. Indeed, several blind studies reported a good agreement between Vs profiles derived from surface wave inversion with fundamental mode assumption and independent geological and seismic data (*Asten et al., 2005; Asten and Boore, 2005; Boore and Asten, 2008*). Other studies showed that the measured dispersion curve may be influenced by higher modes (*Socco and Strobbia, 2004; Cornou et al., 2006*). In the literature, this influence was reported in case of deep sources (*Keilis-Borok, 1986*), inversely dispersive media (*Gucunski and Wood, 1991; Tokimatsu et al., 1992; Parolai et al., 2006*), or 2D/3D lateral variations that act as deep secondary sources (*Schlue and Hostettler, 1987; Uebayashi, 2003*). For considering higher modes in the inversion scheme, *Tokimatsu et al. (1992)* proposed a formulation relating the apparent phase velocity dispersion curve to the relative energy of the multiple Rayleigh modes, which was used by *Arai and Tokimatsu (2005); Parolai et al. (2005)*. This formulation is based on the assumption of Rayleigh waves excited vertically at the surface of an elastic medium, and does not take into account the geometry of the array layout. Another approach was developed by *Lai (1998)* who match the experimental dispersion curve with the effective phase velocity curve, which accounts for multi-mode Rayleigh wave propagation.

These two approaches help in addressing the multiple mode content of the measured dispersion curve that is encountered in some cases. However, they do not provide any guidelines regarding the inversion procedure itself, which suffers the major draw back of the

non-uniqueness of the solution. This problem, which exists even when the whole dispersion curve is perfectly known in the appropriate frequency range, is accentuated with the number of parameters to invert. This issue will be discussed in the following section. In practice, the dispersion curve is also affected by uncertainty and is determined in a limited frequency band, owing to the signal energy, the sensor characteristics and the high-pass filter effect of the soil layers (*Scherbaum et al.*, 2003; *Wathelet et al.*, 2008). This data quality degradation makes the non-uniqueness problem worse. To limit these effects, a special attention must be paid to the data acquisition (*Socco and Strobbia*, 2004) with the aims of lowering uncertainty and measuring the dispersion curve on the widest possible frequency band. Other ways to reduce the non-uniqueness problem by constraining the final model are to jointly invert surface wave dispersion curves and other data, like refraction or reflection travel times (*Dal Moro and Pipan*, 2007; *Dal Moro*, 2008) and Horizontal-to-Vertical (H/V) Spectrum data (*Scherbaum et al.*, 2003; *Arai and Tokimatsu*, 2005; *Parolai et al.*, 2005). *Luo et al.* (2007) recently showed that the joint inversion of the fundamental and higher modes could also reduce the non-uniqueness problem, if the different modes can be identified. Finally, *Köhler et al.* (2007) extended the modified spatial autocorrelation technique to three-component analysis and determined both Love and Rayleigh waves. Joint inversion of the two dispersion curves was successfully tested at one site where existing shear-wave profile was available. All these strategies however require additional data, which are not acquired in current and present day practice.

The aim of the present study is to investigate the influence of parameterization on the dispersion curve inversion and the possibility to extract further constraints on the ground model from the inversion process itself. In our study, we focus on the cases where the fundamental mode is the most energetic and is derived over a wide frequency range. This limiting assumption will be discussed in the application section.

The relation between non-uniqueness and parameterization is first highlighted and a short review of the usual practice in parameterization for surface wave inversion is presented. We then analyze Vs profiles measured at twenty strong-motion sites and selected in the framework of the ongoing European project NERIES (Network of Research Infrastructures for European Seismology ; <http://www.neries-eu.org/>). A part of this project is indeed dedicated to the comparison of the different methods available for deriving Vs profiles on sites where shallow soil layers (at most 200 m) are covering firm bedrock. Seismic passive (Ambient Vibrations measurements) and active (MASW) tests were performed with the same equipment at all sites, resulting in the determination of dispersion curves over a wide frequency range (*NERIES-JRA4*, 2008a, 2009b). First, we analyzed the Vs profiles provided by borehole test data previously acquired at these twenty sites. Representative Vs profiles were defined for such geological structures with soil layers overlying bedrock, that can be in most cases approximated with 1 or 2 linearly increasing velocity layers over half space. However, we show that inverting with parameterizations allowing linear velocity laws usually results in smoothed models and that introducing information on the bedrock depth significantly helps guiding the inversion towards the right solution. Three synthetic models were designed from the preliminary study on borehole Vs profiles. They are used to understand the influence of parameterization on the dispersion curve inversion and to propose a two-step inversion scheme for sites with a strong Vs contrast at the bedrock top. This strategy consists in first estimating the bedrock depth range, using

parameterizations with uniform layers, and then introducing this information to constrain the inversion with linearly increasing velocity layers. The last part of the paper presents the application of the proposed procedure at two sites where active seismic and ambient vibration methods were applied to derive dispersion curves over a wide frequency range.

3.2.5 Non-uniqueness and parameterisation

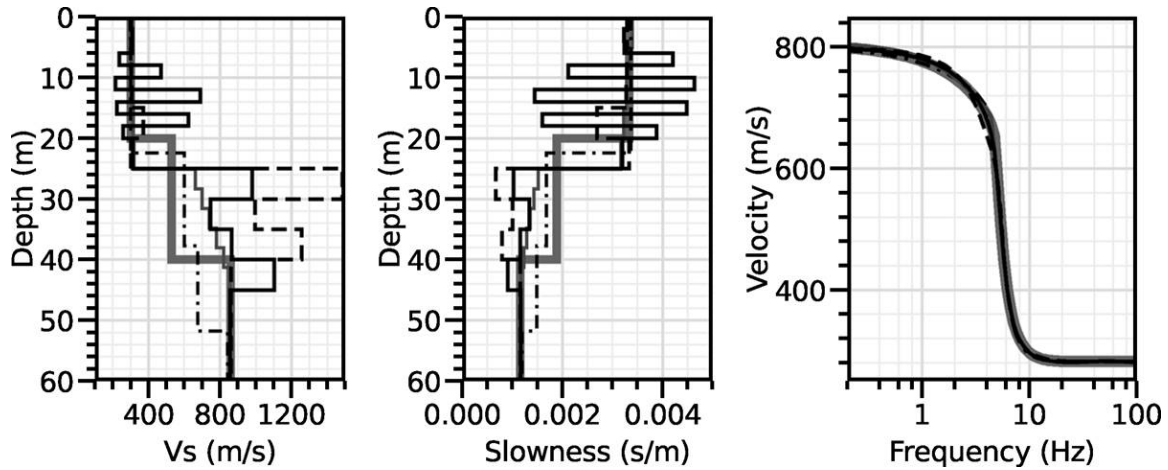


FIG. 3.19 – Non-uniqueness of the dispersion curve inversion. a) Shear wave velocity models. Grey thick line : synthetic model used to compute the dispersion curve to invert. Dark grey line : model with 2 soil layers exhibiting linear velocity law (param. a in Table 3.7). Black dashed-dotted line : model with 3 homogeneous soil layers with no velocity inversion allowed (param. b in Table 3.7). Black dashed line : 10 layers of fixed (5 m) thickness with no constraint on the velocities (param. c in Table 1). Black line : 15 layers of fixed thickness (10 of 2 m and 5 of 5m) with no velocity constrain (param. d in Table 3.7). b) Same models represented in slowness. c) Theoretical dispersion curve (grey thick line) and dispersion curves corresponding to the inverted models of Figure 1a. All models have a misfit lower than 2%.

The non-uniqueness problem and the influence of parameterization are illustrated on a simple seismic structure (Figure 3.19) consisting in three homogeneous layers whose characteristics are given in Table 3.7 (left). The theoretical dispersion curve (Rayleigh fundamental mode) defined by 100 points equally spaced on a log scale between 0.1 and 300 Hz is plotted between 0.1 and 100 Hz in Figure 3.19c. This dispersion curve was inverted using the enhanced neighborhood algorithm developed by *Wathelet* (2008) and choosing four different parameterizations for the layers over the half space (Table 3.7) : (a) two layers exhibiting linear velocity gradients, (b) three homogeneous layers with no velocity inversion allowed, (c) ten layers of fixed (5 m) thickness with no velocity constraint, and (d) fifteen layers of fixed thickness (2 m for the ten top layers, 5 m for the five others) with no velocity constraint. The two first parameterizations are often used in direct search methods, whereas the last two, with fixed thicknesses and a priori estimated Poisson's ratio, are used with classical linearized algorithms. In the inversion, the fit between all forward modeled and inverted dispersion curves is estimated through

Synthetic model			Parameterization			
Thick-ness (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	a	b	c	d
20	700	300	2 soil layers (linear velocity increase)	3 soil layers with constant velocity	10 soil layers of fixed thickness (5 m)	15 soil layers of fixed thickness (10*2 m + 5*5 m)
20	1300	530	150 < Vs < 3500m/s 0.2 < v < 0.5, 200 < Vp < 5000m/s Depth < 100m	150 < Vs < 3500m/s 0.2 < v < 0.5, 200 < Vp < 5000m/s Depth < 100m	150 < Vs < 3500m/s v = 0.35.	150 < Vs < 3500m/s v = 0.35.
-	1800	860	No low velocity layer	No low velocity layer	Low velocity layer allowed	Low velocity layer allowed

TAB. 3.7 – Definition of the synthetic model (left) and of the four parameterization sets (right, a to d) chosen for the inversion of the dispersion curve shown in Figure 3.19b. σ is the Poisson's ratio.

the misfit :

$$M_f = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{(s_{m_i} - s_{t_i})^2}{\sigma_i^2}} \quad (3.1)$$

where s_m and s_t are the measured and theoretical phase slownesses, respectively, σ is the standard deviation and n is the number of data. For these four parameterizations, the best fitting models (Figure 3.19a) have a misfit lower than 2% and equivalently explain the data, as shown by the very good fitting of theoretical dispersion curves (Figure 3.19c). However, the four obtained Vs profiles are significantly different (Figures 3.19 a and b) and would yield different geological and geotechnical interpretations. In particular, the bedrock depth ($V_s = 800$ m/s) varies between 25 m and 52 m depending on the parameterization.

This simple example highlights the non-uniqueness problem in surface wave inversion and the importance of the parameterization choice. Although it is a crucial step, the choice of the appropriate parameterization (number of layers, parameters to invert, parameter ranges) is rarely detailed in the literature. In most cases, densities and Vp values are linked to Vs values or a priori estimated, and a rather large number of layers are considered. For example, *Xia et al.* (1999) subdivided the subsurface into a reasonable number (around 10) of constant-velocity layers, with a priori fixed thicknesses. They assumed that densities and P-wave velocities were known and inverted for S-wave velocities using the linearized inversion algorithm. The initial S-wave velocity profile was estimated from the dispersion curve represented in the Rayleigh wave velocity - wavelength domain. *Parolai et al.* (2006) considered 8 to 10 layers with thickness increasing with depth in order to avoid over-parameterization. The chosen parameterization was guided by the analysis of the sensitivity matrix. *Dal Moro et al.* (2007) worked both on synthetics and real data using a genetic algorithm. In both cases, they assumed the layers to be homogeneous and inverted Vs value and thickness within each layer, linking both Vp and density to Vs. On synthetic cases, they first considered a large number of layers (10) but found an improvement in the final model when the number of layers matches the one of the synthetic model (6 in their case). They applied their method in a waste disposal site characterized

by unconsolidated sediments lying over limestone bedrock. The number of layers was set to 5 in this case, using existing borehole stratigraphy data. However, this information is usually not available at newly investigated sites.

The best way to choose the appropriate parameterization and the procedure to handle dispersion curve inversion has thus not been defined yet.

3.2.6 Experimental vertical Vs profiles

We investigated the seismic borehole data available for the twenty sites selected in the NERIES project. For all these sites, the mean contrast of impedance Z_m was computed using the following equation (*Bonnefoy-Claudet, 2004*) :

$$Z_m = \frac{\rho_b \cdot V_{s_b}}{\rho_m \cdot V_{s_m}} \quad (3.2)$$

where ρ_b and V_{s_b} are the density and shear wave velocity in the bedrock, and ρ_m and V_{s_m} are the average density and velocity in the sediments, defined by :

$$\rho_m = \frac{\sum_{i=1}^N h_i \rho_i}{\sum_{i=1}^N h_i} \quad (3.3)$$

and

$$V_{s_m} = \frac{\sum_{i=1}^N h_i}{\sum_{i=1}^N h_i / V_{s_i}} \quad (3.4)$$

where h_i , ρ_i and V_{s_i} are the thicknesses, densities and shear wave velocities in each layer.

Out of these twenty sites, we chose the ten ones for which a firm bedrock was found ($V_{s_b} > 800$ m/s, according to the EC-8 classification) with a mean contrast of impedance Z_m higher than 1.5. Geological description of the soil layers and of the bedrock, as well as Vs and Z_m values, are provided in Table 3.8 for these sites. In the same table are also given the theoretical resonance frequency F_0 , computed with the equation provided by *Dobry et al. (1976)*, and the ellipticity peak frequency F_{ell} of the Rayleigh fundamental mode computed from Vs profiles. When available, the measured H/V ratio peak frequency $F_{h/v}$ is indicated. It must be stressed that, despite efforts during acquisition, it was rarely possible to perform the array measurements close to the borehole locations. The distances D_a between the borehole and the array center vary between 12 m to 170 m, according to the sites (Table 3.8). Dividing this distance D_a by the bedrock depth D_b yields ratio values higher than 0.5 for all sites (except for Volvi), indicating that the arrays were relatively distant from the borehole location.

All sites exhibit soft sedimentary layers of different origin (fluvial, marine, glacial, lacustrial) overlying bedrock, except for Tolmezzo, which is located on the top of a mountain covered by a weathered rock cap. The mean velocity V_{s_m} usually ranges from 170 to 550 m/s and from 860 to 2500 m/s in the soil and the bedrock, respectively, with the exception of Tolmezzo (higher soil velocity). The bedrock, which can be made of limestone, gneiss or conglomerate, was found at depths between 13 m (Tolmezzo) and 200 m (Volvi). Accordingly, F_0 values range between 0.75 Hz (Volvi) and 5.9 Hz (Tolmezzo). The mean

Site	Soil layer	V_{s0} (m/s)	V_{sm} (m/s)	V_{sb} (m/s)	Z_m	Db (m)	Bedrock	$F_{H/V}$ (Hz)	F_0 (Hz)	F_{ell} (Hz)	Da (m)
AIGIO (1)	Succession of clay, sand, silt, and gravel layers	260	480	1080	2.8	20	conglomerate overlying marls and limestone	5.6 and 6.2	5.9	8.5	150
BUIA (2)	1.5 m of soil, 45 m of gravel and sand	154	410	1250	3.8	46	sandy marly flysch	0.9? flat?	2.19	2.1	90
CERRETO (3)	2 m of landfill, 5 m of clayey silts, 18 m of sands and gravel	269	540	1290	3	26	limestone		5.05	6.4	170
COLFIORITO (4)	40 m of fluvio lacustral deposits, 15 m of fluvio lacustral terrace	131	170	1490	11.2	54	limestone	0.65	0.77	0.7	155
EDESSA (5)	15 m of clays, silts and sands, 3m of weathered limestone	150	370	1200	4.1	18	limestone	1.5 - 3	5.01	4.9	90
FORLI (6)	1.5 m of soil, 42 m of silts, sands, gravels and clays	264	290	910	4	44	gravel and sand	2?	1.56	1.9	25
NESTOS (7)	35 m of sand with gravels, 18 m of sediments with gneiss debris	152	440	960	2.7	52	gneiss	1.3	2.03	2.1	110
STURNO (8)	3.5 m of filling, 25m of clay, silt and sand layers	259	450	860	2.4	29	overconsolidated clays and sandstone	(0.3)	3.87	5.6	95
TOLMEZZO (9)	weathered limestone	647	650	1360	1.7	13	limestone	flat	5.9	11.3	12
UCCLE (10)	clays and sands	-	-	-	-	115	sandstones, phyllites, quartzites, shales	1	-	-	50
VOLVI (11)	succession of clays, silts and sands, 10 m of weathered schist	100	540	2500	5.7	199	gneiss	0.7	0.75	0.7	30

TAB. 3.8 – Geological information and seismic data available at the eleven sites. V_{s0} : shear wave velocity at the surface; V_{sm} : average shear wave velocity (Eq. 3); V_{sb} : shear wave velocity in the bedrock; Z_m : mean impedance contrast (Eq. 3.1); Db : bedrock depth; $F_{H/V}$: H/V frequency peak; F_0 : 1D resonance frequency; F_{ell} : Ellipticity curve frequency peak; Da : distance between borehole and acquisition. (1) Athanasopoulos et al. (1999); Apostolidis et al. (2006) (2) Fontanive et al. (1985.) (3) Lenti et al. (2009) (4) Di Giulio et al. (2003) (5) AUTH and ITSAK, Greece, Internal report, 1996 (6) Italian Civil Protection Departement, Rome, Italy, Internal report, 2007 (7) ITSAK-Gazetas, Greece, Internal report, 2003 (8) Palazzo (1991) (9) Fontanive et al. (1985.) (10) Nguyen et al. (2004); Wathelet et al. (2004) (11) Euro-SeisTest - European Community Projects, Technical reports, 1993-2005.

impedance contrast Z_m is between 1.7 (Tolmezzo) and 11.2 (Colfiorito). F_{ell} and F_0 values are similar or very close when Z_m is higher than 4, except for Forli which is the only site exhibiting a significant low velocity layer (resulting from the presence of inter-bedded stiff conglomerate layers). On the contrary, for Z_m lower than 3 (low impedance contrast), F_{ell} is usually higher than F_0 (except at Nestos) and does not match anymore with $F_{H/V}$. These results are in agreement with the conclusions drawn by *Bonnefoy-Claudet et al.* (2008) on synthetic cases. The only site where all the frequency values are similar is Volvi, which is characterized by a thick sedimentary cover and is less affected by local variations of the bedrock.

Vs profiles measured in boreholes at these 10 sites were normalized, dividing depth values by the bedrock depth and using for the velocities the equation :

$$Vs_n(z) = \frac{Vs(z) - Vs_0}{Vs_b - Vs_0} \quad (3.5)$$

where Vs_0 is the velocity at the surface and Vs_b is the mean velocity in the bedrock.

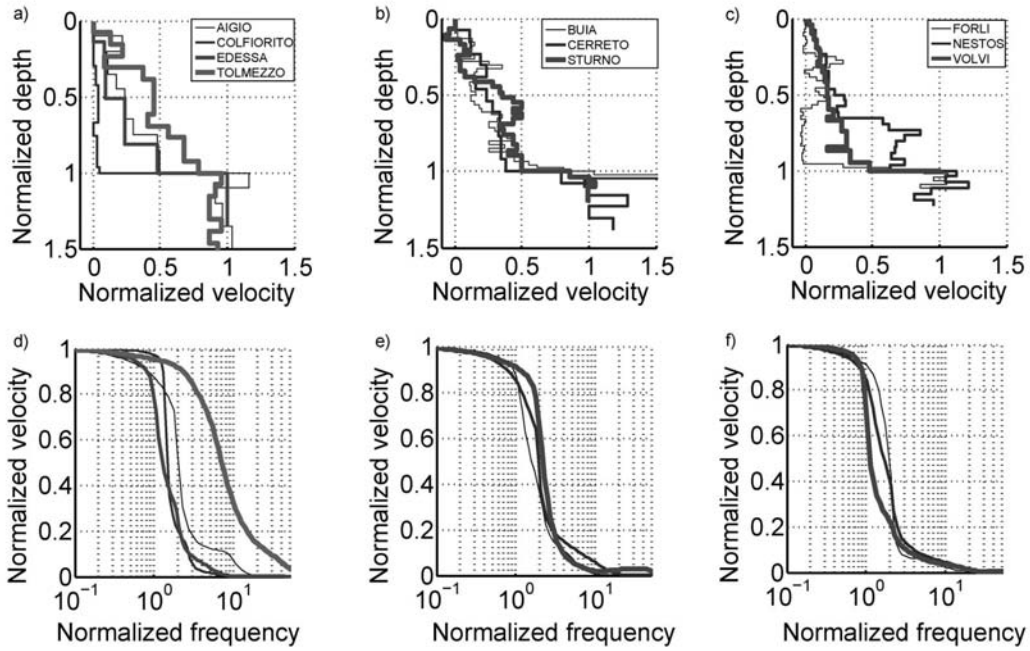


FIG. 3.20 – Top : Vs profiles for the 10 studied sites. The depth is normalized by the bedrock depth and the normalized velocity is given by Eq. 3.2 (see text). a) One layer over bedrock. b) Two layers over bedrock. c) Three layers over bedrock. Bottom : Corresponding normalized dispersion curves for d) one layer e) two layers and f) three layers.

All normalized Vs profiles are plotted in Figure 3.20. Following the work of *Faust* (1951) who analyzed the evolution of P-wave velocity with depth in 500 deep wells, a power-law depth dependence is usually assumed for V_p and V_s velocities in deep sedimentary basins (e.g., *Scherbaum et al.*, 2003). However, several seismic profiles (Sturmo, Nestos, Forli and Volvi, Figure 3.20b and 3.20c) locally exhibit an increase of slope with

depth and could not obviously be fitted using a power law. On all profiles, 1, 2 or 3 main seismic units can be identified, with constant velocity or velocity linear law and jumps at interfaces. Profiles corresponding to one, two and three layers in the overburden are separated and plotted together in Figures 3.20a, 3.20b and 3.20c, respectively.

Theoretical dispersion curves were computed from these 10 Vs profiles, with 100 samples equally spaced on a log scale between 0.1 and 300 Hz (Figures 3.20d, 3.20e and 3.20f). Vp values were derived from the Vs ones, setting the Poisson's ratio at 0.4 in the sediments and 0.35 in the bedrock, like observed on average at the 5 sites where both Vp and Vs values were available. Frequency is normalized by the ellipticity peak frequency F_{ell} and the Rayleigh phase velocity $VR(f)$ is normalized using the equation :

$$V_{RN}(f) = \frac{V_R(f) - V_{Rmin}}{V_{Rmax} - V_{Rmin}} \quad (3.6)$$

where V_{Rmin} and V_{Rmax} are the minimum phase velocity at high frequency and the maximum phase velocity at low frequency, respectively.

Nine of the ten sites in Figure 3.20 show very similar normalized dispersion curves, with a steep slope and a ratio of about 10 between F_0 and the frequency for which $V_R = V_{Rmax}$. The site of Tolmezzo is the only one exhibiting a dispersion curve shape with a weaker slope, resulting from the low impedance contrast Z_m . For all sites, $VR(F_0)$ is between 0.7 and 0.95 times V_{Rmax} . This means that the high-pass filter effect, resulting from the soil layers with a cut off frequency at F_0 (Scherbaum *et al.*, 2003), only affects at low frequencies 5 to 30% of the dispersion curve.

Out of these 3 groups, three representative sites were selected : Aigio (one layer), Sturno (two layers) and Volvi (three layers). The corresponding Vs profiles were simplified to 1 to 3 linearly increasing velocity laws. These three synthetic models are used in the following for defining the inversion strategy. Figure 3.21 compares the measured and simplified Vs profiles, as well as the corresponding dispersion curves. For these 3 sites, as well as for the other 8 (not shown), the main features of the expected dispersion curves are retrieved : general shape, consistent velocities at high and low frequencies. The differences observed for Aigio and Sturno sites, at frequencies around 50 and 9 Hz for Aigio and around 100 Hz for Sturno, result from the presence of layers with a velocity higher than the linear law at 3 and 15 m depth for Aigio and at the surface for Sturno (Figure 3.21). On the contrary in Volvi and Sturno, although velocity variations are clearly visible in the deeper layers, the dispersion curves of the measured and simplified models are similar below 50 Hz. Layers with distinct velocity must be thick enough to influence the dispersion curve, in relation with the considered depth and wavelength, and otherwise can not be identified from surface wave inversion.

To summarize, this study of ten sites in Greece and Italy, where soft layers overlay firm bedrock, showed that Vs profiles could be modeled with one to three layers with linear velocity laws over bedrock.

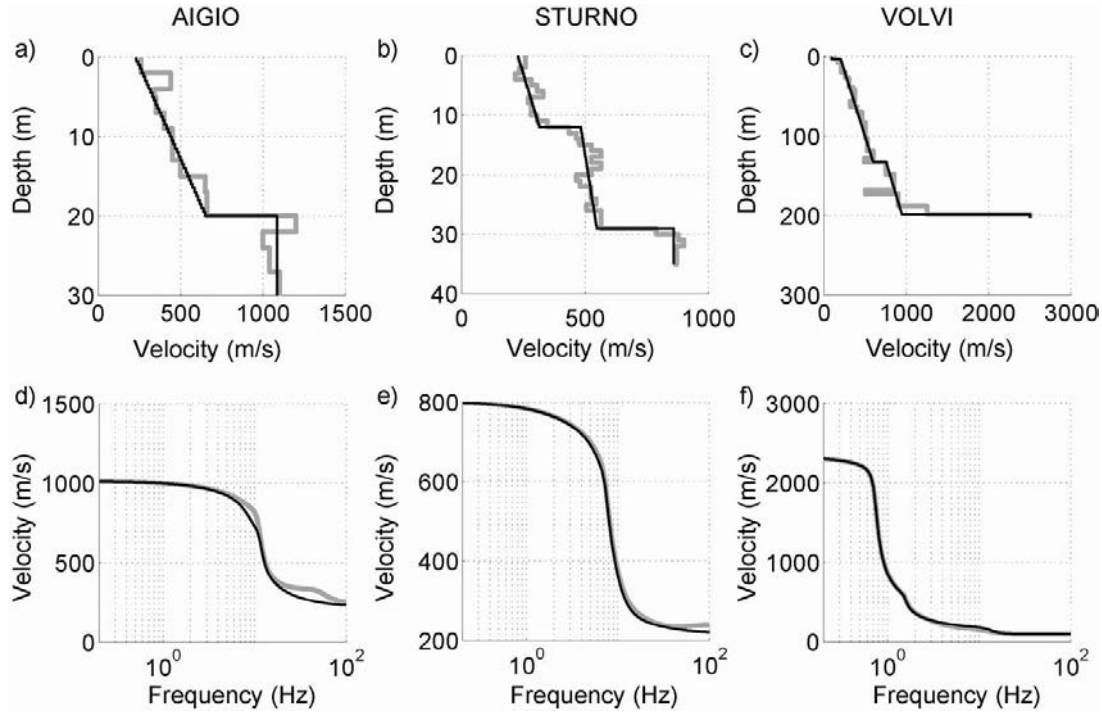


FIG. 3.21 – Comparison of the measured (grey) and simplified (black) V_s profiles (top) and corresponding dispersion curves (bottom) for the 3 sites used in this study : Aigio (left), Sturno (middle) and Volvi (right).

3.2.7 Inversion with linear velocity laws

In order to take this last conclusion into account, linear velocity laws were imposed in the soil layers as constraints for the surface wave inversion, for which we use the enhanced neighborhood algorithm (Wathelet, 2008). The dispersion curve computed for the simplified model of Sturno in the 6-60 Hz frequency range was inverted assuming the existence of two layers with linear increase of velocity versus depth over a half space. Because dispersion curves are always affected by uncertainty, 5% random noise (uniform distribution) was added on the slowness values. Numerous V_s models found after inversion (Figure 3.22a) explain well the dispersion curve, with misfits lower than 0.04. The V_s linear law in the first layer is well retrieved for all good fitting models. On the contrary, these models show a wide envelope of V_s values around the correct V_s profile for the deeper layers. This results from a trade-off between V_s in the bedrock and its depth for such models with velocity gradients.. Similar results were obtained for the two other sites, following from accounting for heterogeneous layers in the parameterization. This again illustrates the non-uniqueness problem, as well as the need to introduce additional constraint into the inversion. We tested the influence of a priori knowledge on the bedrock depth. Approximate information on this value (from 29 m to 35 m) allows obtaining models which well match the theoretical V_s profile in the two first layers layer but still fail to unambiguously retrieve the bedrock velocity (Figure 3.22b). Constraining the bedrock depth thus significantly helps the inversion process to investigate the right part of the parameter space and to find models close to the true velocity profile.

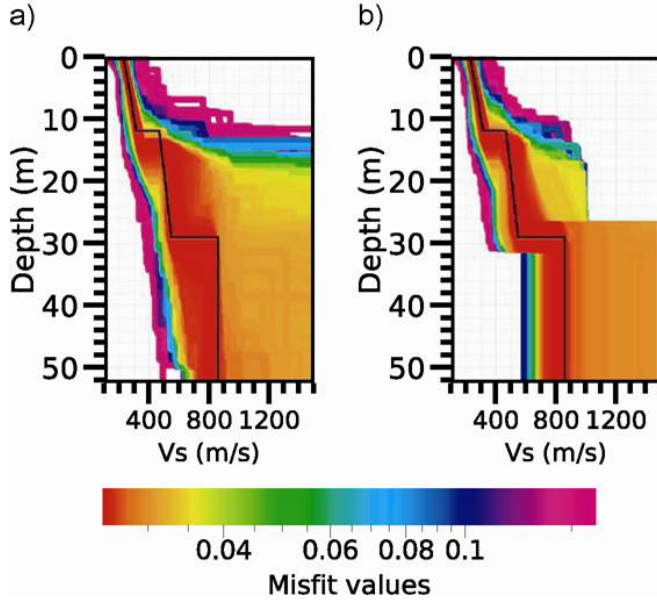


FIG. 3.22 – Inversion of the dispersion curve of the simplified Sturno model (6 to 60 Hz frequency range, with 5% added random noise), with parameterizations involving two layers with linear increase of velocity with depth over half space. a) no constraint is applied. b) the bedrock depth is constrained between 29 and 35 m.

In practice, the bedrock depth is sometimes known from independent measurements (e.g. boreholes, seismic refraction or reflection studies). It is however not the case in most geotechnical studies for which seismic prospecting is the first investigation stage. In the next section, we propose a strategy to use the inversion process itself to estimate the bedrock depth, assuming that a strong Vs contrast exists between the sedimentary layers and the bedrock.

3.2.8 Influence of parameterization and bedrock depth determination

In order to understand the influence of parameterization on the results of surface wave inversion, we used the synthetic dispersion curves of the three simplified models of Aigio, Sturno and Volvi, after the addition of 5% random noise. The same direct search method (Wathelet, 2008) was used for all inversions described in the following. The chosen parameterization is n_L uniform soil layers over a half-space, with Vs comprised between 50 and 1000 m/s (1500 m/s for Volvi) in the soil layers, and between 200 and 3000 m/s in the half space. The only constraint on depths or thicknesses regards the maximum depth of the last interface : at most 50 m for Aigio and Sturno, and at most 300 m for Volvi. In all parameterizations, Vp and Vs profiles exhibit the interfaces at the same depth, with a Poisson's ratio comprised between 0.35 and 0.5 in the sediments, and between 0.3 and 0.4 in the half space. Density is 2000 kg/m³ for the soft layers and 2500 kg/m³ for the substratum.

The minimum misfit $M_m(k)$ is defined as the minimum of all misfits computed for models generated before model k :

$$M_m(k) = \min[M_f(j = 1, 2, \dots, k)] \quad (3.7)$$

where $M_f(j)$ is the misfit corresponding to model j (equation 3.1).

For each inversion, 3 runs were launched, with an initial ensemble of 50 models randomly distributed in the parameter space. At each iteration, 50 models were added, considering the misfit values of the previous models and investigating the most promising zones in the parameter space. For each run, 1000 iterations were performed, resulting in a total number of 50000 models per run.

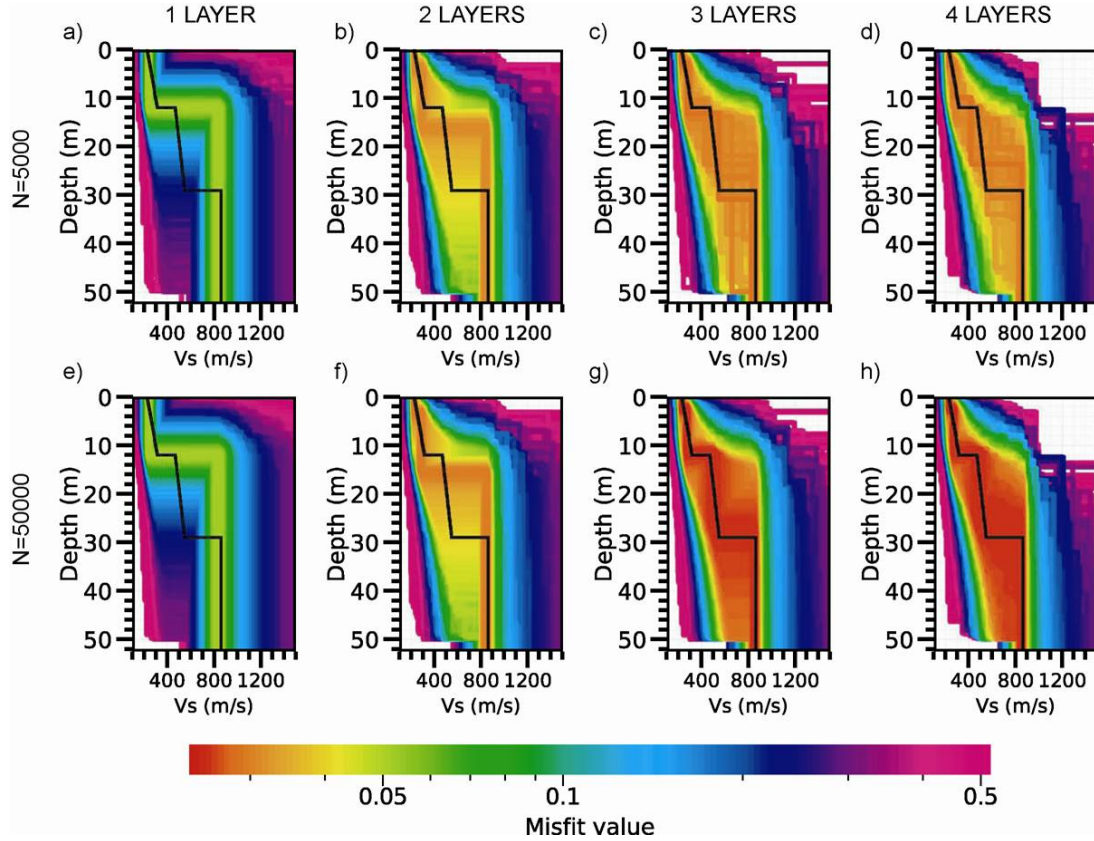


FIG. 3.23 – *Sturno* simplified model. Inverted V_s profiles for an increasing number n_L of soil layers (left to right) after two different number of iterations (top and bottom). The color scale gives the misfit and the black line is the synthetic model. Top : 100 iterations (5000 models), Bottom : 1000 iterations (50000 models). a) and e) $n_L=1$, b) and f) $n_L=2$, c) and g) $n_L=3$, d) and h) $n_L=4$.

Stopping		1 layer	2 layers	3 layers	4 layers
N = 5000	Minimum misfit	0.0510	0.0296	0.0290	0.0289
N = 50000	Minimum misfit	0.0510	0.0296	0.0254	0.0254

TAB. 3.9 – Minimum misfit values after 100 iterations (5000 models) and 1000 iterations (50000 models) for a number n_L of soil layers varying from 1 to 4. The 8 misfit values correspond to the 8 graphs of Figure 3.23.

The simplified dispersion curve of *Sturno* (Figure 3.21e) was inverted after addition of 5% noise assuming the presence of 1 to 4 soft layers covering the bedrock. Figure 3.23

shows, with a common misfit color scale, the obtained Vs profiles after 100 iterations ($N=5000$ models) and after 1000 iterations ($N=50000$ models). The minimum misfits reached for the two N values are given in Table 3.9.

As expected, the minimum misfit value significantly decreases for both number N of models when increasing the number n_L of soft layers. This evolution results from the augmentation of degrees of freedom, which allows better-fitting models to be found. In parallel, for each number N , the bedrock depth of the model with lowest misfit value increases with n_L (Figure 3.23) and becomes close to the correct value (29 m in this case) for $n_L = 3$. For four layers, more good fitting models are found, resulting from the broadening of the parameter space. Good fitting models yield an envelope around the correct Vs profile (see Figure 3.23h) with a scattering of the bedrock depth values. For one and two soil layers (Figures 3.23a, 3.23b, 3.23e and 3.23f), the same minimum misfit and corresponding profiles are obtained for both stopping criteria (see also Table 3.9). This suggests that the minimum possible misfit value was reached for these parameterizations. On the contrary, Vs models and corresponding misfit values for $n_L = 3$ and $n_L = 4$ (Figures 3.23c, 3.23d, 3.23g and 3.23h) are different for the two stopping criteria, indicating that the best possible solution corresponding to these parameterizations has not yet been found. Additional tests (not presented here) have shown that a minimum misfit model exists for these parameterizations but is obtained for a very large number of models (more than 100,000 for $n_L = 3$). A compromise must then be found between low misfit values and a reasonable number of generated models.

In order to understand further the observations described in Figure 3.23, the evolution of the minimum misfit and of the bedrock depth of the corresponding models are plotted for the three runs against the number n_L of soil layers (1, 2, 3, 4, 5, 6, 8 and 10) for the Aigio, Sturno and Volvi synthetic models (Figure 3.24). In the three cases, the curves exhibit a similar evolution. Minimum misfits (Figures 3.24a to 3.24c) strongly decrease to a lower limit which is reached for $n_L = 2$ (Aigio model) or $n_L = 3$ (Sturno and Volvi models). The bedrock depth curves (Figure 3.24d to 3.24f) show a similar evolution : depths first increase with the number of layers, keeping the same value for the three runs. For a number of layers higher than this value ($n_L = 3$ for Aigio, or 4 for Sturno and Volvi), the depth values are different for the three runs. In all cases, this n_L value gives an optimum parameterization with homogeneous layers, for which the bedrock depth values slightly scatter : between 18 and 24 m for Aigio, 28 and 32 m for Sturno, and 195 and 218 m for Volvi. For all sites, these values bracket the correct depth, at 20 m, 29 m and 200 m respectively. The robustness of these results against the number of runs was tested for the Sturno model. A similar plot was obtained when launching 8 different runs instead of 3 (see Figures 3.24b and 3.24e). Three runs were thus found to be enough for the bedrock depth assessment.

This study on three synthetic models exhibiting high velocity contrast at the bedrock interface thus suggests that following the minimum misfit value and corresponding bedrock depth versus the number of homogeneous layers can provide an estimate of the bedrock depth. At low number of layers, all runs find the best possible solution for the given parameterization, fixing the shear wave velocity in the bedrock and using all soil layer parameters to fit at best the velocity law. Bedrock depth is underestimated and misfit values are relatively high. On the contrary at high number of layers, the parameter space

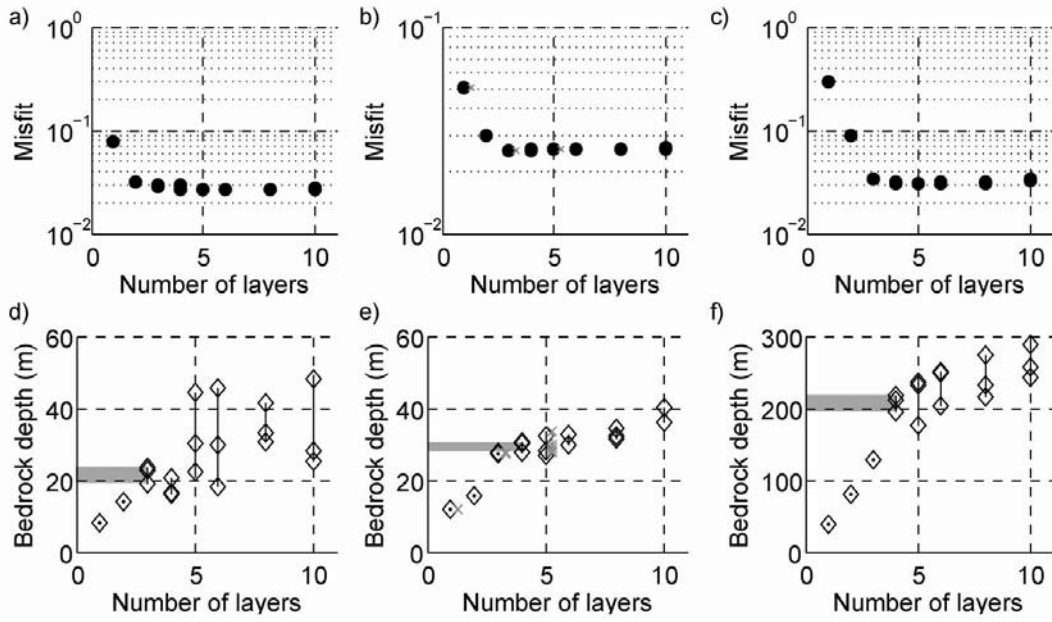


FIG. 3.24 – Evolution of the minimum misfit value M_m (a to c) and of the bedrock depth (d to f) as a function of the number n_L of soil layers for 3 runs represented by 3 symbols per number of layer, for the simplified models of Aigio (a, d), Sturno (b, e) and Volvi (c, f) after 1000 iterations (50000 models). For Sturno (b, e), the grey crosses correspond to 8 other runs started for parameterizations with $n_L=1, 3$ and 5 layers. The gray rectangle in b), d) and e) indicate the critical n_L and the corresponding bedrock depth ranges used for each site for constraining the second step of the inversion (Figure 3.25 b), d) and f)).

is too large for finding the best possible solution with the allowed number of generated models. Bedrock depths are therefore very different from one run to the other. For an intermediate number of layers (and parameters), the inversion process approaches the appropriate region of the parameter space. Minimum misfits are low and the corresponding bedrock depths bracket the true value.

3.2.9 Constrained inversion with linear velocity laws

The analysis of experimental borehole data (section 3.2.6) has shown that V_s profiles could be approximated by a limited number of layers (from 1 to 3) if linear depth dependence is allowed within each layer. However, as highlighted above, inversions with linear velocity laws do not converge easily. We thus propose to introduce the information on bedrock depth range estimated as described in the previous section to constrain inversions with linear velocity laws.

This procedure was first tested on the three simplified models of Aigio, Sturno and Volvi presented in Figure 3.21, and whose bedrock depth ranges were estimated in section 3.2.8. Inversion of the three dispersion curves with 5% noise was performed using 1, 2 and 3 layers with linear velocity laws, constraining or not the bedrock depth. Misfit values are given in Table 3.10 and the corresponding models are shown in Figure 3.25.

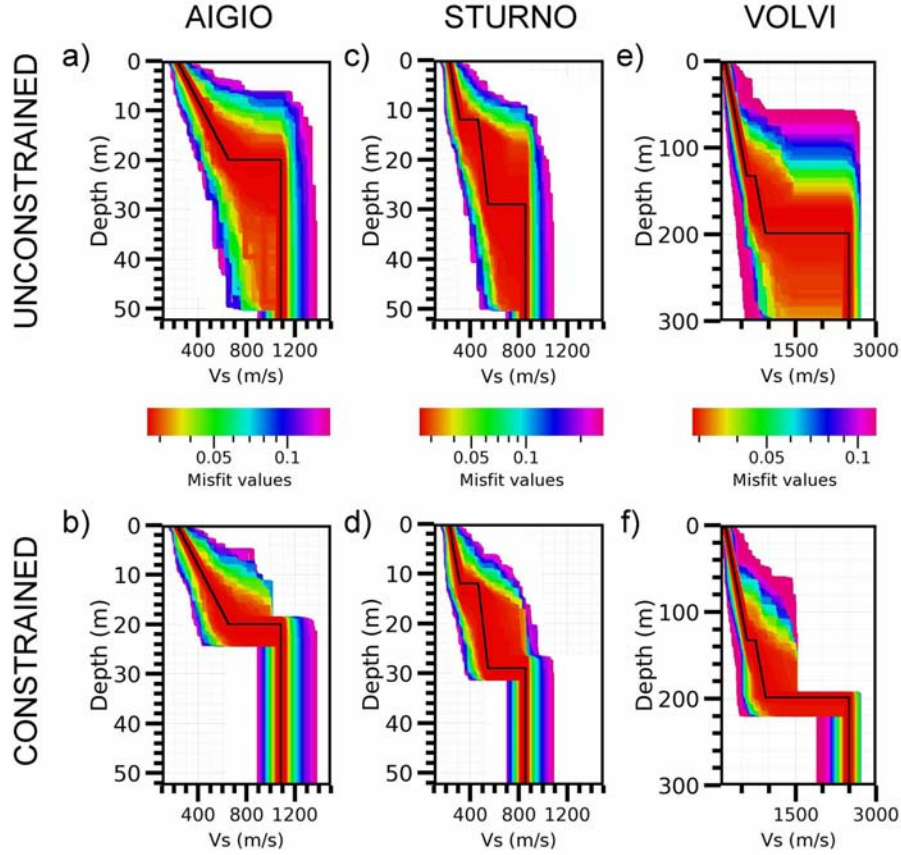


FIG. 3.25 – Inverted V_s profiles for the three site models with depth constrained (lower row) and unconstrained (upper row) conditions. For each site are plotted the V_s profiles corresponding to the two parameter sets giving low minimum misfit values (see Table 4). a) and b) Aigio : one, two and three-layer parameterizations, c) and d) Sturno : two and three-layer parameterizations, e) and f) Volvi : two and three-layer parameterizations (see text for details). The color scale varies with misfit values. Models are shown with black lines

For Aigio (site with one layer over bedrock), low misfit values were equivalently returned by inversions using one, two or three non-homogeneous layers (Table 3.10). V_s profiles inverted with these three parameterizations are shown in Figure 3.25a and 3.25b when letting free and constraining the bedrock depth (between 18 and 24 m), respectively. Introducing the depth constraint derived from the previous analysis contributes to eliminate models with incorrect bedrock depths. For the Sturno site (two layers over bedrock), the best models are found when inverting with the two and three-layer parameterizations (Table 3.10). Similar minimum misfit values are obtained by or without constraining the bedrock depth between 28 and 32 m. Like in Aigio, information on the bedrock depth however allows the reduction of the non-uniqueness of the solution. For Volvi (three layers over bedrock), the two and three layer parameterizations, with or without constraint on the bedrock depth (between 195 and 218 m), return models with low misfit values (Figure 3.25e and 3.25f). Constraining the bedrock depth in this case leads to the correct identification of the second layer and last interface.

Parameterization		Synthetic models: misfit values		
Depth constrain	Number of layers	AIGIO	STURNO	VOLVI
No	1	0.0269	0.0272	0.1773
	2	0.0269	0.0262	0.0285
	3	0.0269	0.0262	0.0286
Yes	1	0.0269	0.0336	0.1792
	2	0.0269	0.0262	0.0294
	3	0.0269	0.0262	0.0287

TAB. 3.10 – Minimum misfit values for the depth constrained and unconstrained inversions of the three synthetic cases (Aigio, Sturno and Volvi). Non homogeneous layers (with linear velocity law) are considered in the inversion.

In conclusions, the proposed two-step inversion scheme lead to Vs profiles close to the true models for the three synthetic cases. Constraining the depth of the last interface guided the inversion algorithm into the adequate part of the parameter space for looking for solutions. For the tests on synthetic cases, the dispersion curve was supposed to be known on the whole frequency band. Before testing it on real data, for which the dispersion curve is defined with uncertainty on a limited frequency range, we studied the influence of the frequency bandwidth on the inversion, in order to determinate which part of the dispersion curve has to be known to apply this strategy.

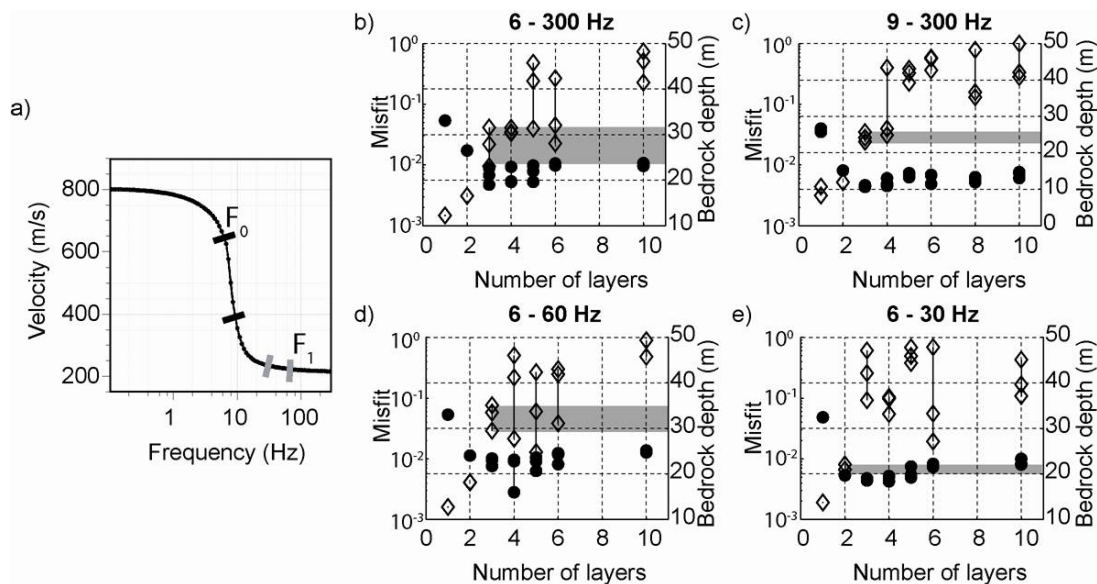


FIG. 3.26 – Influence of the frequency range on the inversion results for the Sturno model
a) Dispersion curve with low (black) and high (gray) frequency limits used in the study. F_0 is 6 Hz and F_1 is equal to $10 F_0$. b to e) Evolution of minimum misfit values and bedrock depths with number of layers above the half space (n_L) for the 6-300, 9-300, 6-60 and 6-30 Hz frequency bandwidth dispersion curves, respectively

In the first stage, we cut the noise-free dispersion curve below the resonance frequency F_0 (which is equal to the ellipticity frequency peak ($F_{H/V} = 6$ Hz) for high impedance

contrast), then below $1.5F_0$ (black thick bars in Figure 3.26a). The first limit can usually be reached when performing array acquisition, whereas the second one mimics frequency ranges obtained with active seismic methods. When the dispersion curve is known down to F_0 (Figure 3.26b), both the decrease in minimum misfit values and the increase in bedrock depth are observed. The two curves reach a plateau for the 3-layer parameterization. The extracted depth range is between 23 and 32 m, and contains the true depth at 29 m. When the dispersion curves is only known down to $1.5F_0$ (Figure 3.26c), applying the same strategy for constraining the bedrock depth returns too shallow depths (22-27 m), that actually correspond to the penetration of the waves at this frequency. For studying the influence of the high frequency part, we extracted the dispersion curve between F_0 and $10 F_0$ (60 Hz), which is usually the lowest frequency for which the phase velocity is close to V_{Rmin} (see section 3.2.6). For this frequency range, the bedrock depth range is obtained for $n_L = 3$ (29-36 m ; Figure 3.26d) and brackets the true depth (29 m). On the contrary, considering $5F_0$ (30 Hz) as the upper frequency limit (Figure 3.26e) leads to a wrong depth range (35-48 m). At this frequency, the dispersion curve slope is still significant, and the $5F_0 - 10 F_0$ frequency range contains information on the linear increase of velocity in the sediments. Removing this information leads to Vs profiles yielding higher velocities in the sediments and deeper bedrock depths. The proposed strategy seems therefore to be applicable when dispersion curves are known in the (F_0 , $10 F_0$) frequency range.

3.2.10 Applications

Parameterization		Real sites : misfit values	
Depth constrain	Number of soil layers	VOLVI	UCCLE
No	1	1.17	0.30
	2	0.29	0.07
	3	0.35	0.07
Yes	1	1.20	0.40
	2	0.29	0.09
	3	0.35	0.09

TAB. 3.11 – Minimum misfit values obtained at the two real sites (Volvi and Uccle) for the depth constrained and unconstrained inversions. Non-homogeneous layers (linear velocity law) are considered in the inversion.

The proposed strategy was tested on two real sites : Volvi (Greece), investigated during the NERIES project (see section 3.2.6), and Uccle (Belgium) that was studied by *Wathelet et al.* (2004). The Volvi valley is a well known site for which two consistent velocity models are available in the literature, that were derived from long seismic profiles (*Jongmans*, 1992) and from borehole measurements (*Raptakis et al.*, 1998). New passive and active seismic experiments were conducted during the NERIES project, with two perpendicular seismic profiles (24 4.5 Hz vertical geophones 5m apart) and 4 concentric arrays (7 Lennartz-5s velocimeters spread around a central one with array apertures of 30, 115, 315 and 900 m). The dispersion curve was thus retrieved with small uncertainties

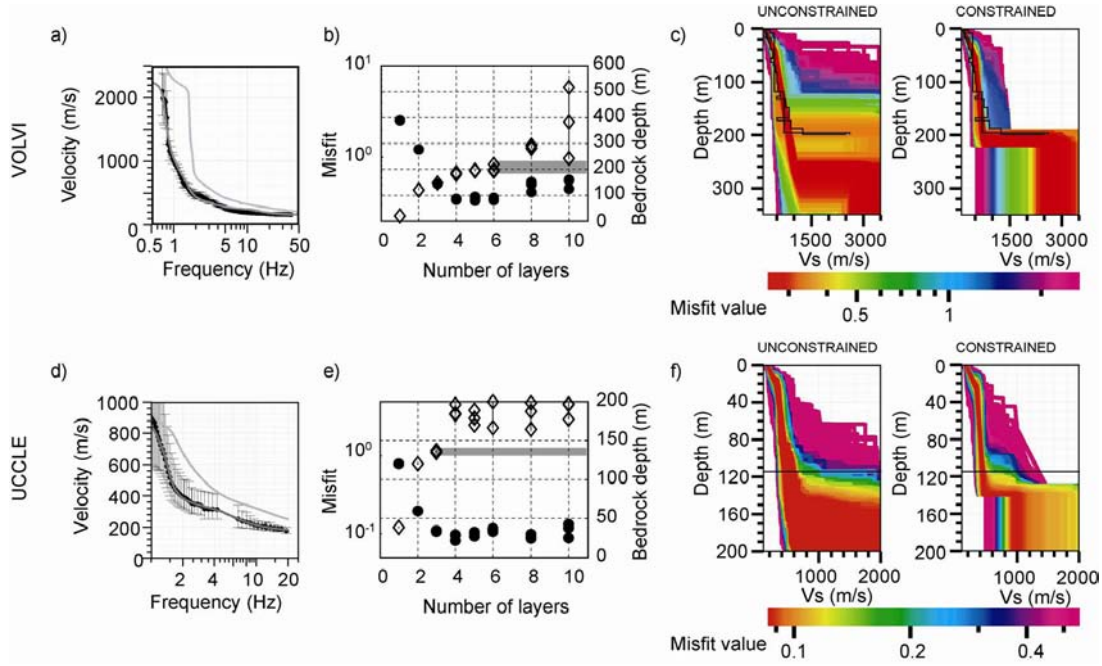


FIG. 3.27 – Inversion of the real case dispersion curves. a) and d) Dispersion curves at Volvi and Uccle respectively. Black line : dispersion curve measured from combination of active and passive seismics. Dark and light gray : theoretical fundamental and first higher mode dispersion curves corresponding to the models of each site (Volvi : average dispersion curves of twm models available in the literature (Jongmans, 1992; Raptakis et al., 1998) and one model resulting from the refraction analysis performed in the NERIES project ; Uccle : model with minimum misfit resulting from the constrained inversion in f)). b) and e) Evolution of minimum misfit values and bedrock depths with number of layers above the half space (n_L) for Volvi and Uccle respectively. The gray rectangle indicates the critical n_L and the corresponding bedrock depth range used for constraining the inversion in the right plot of c) and f). c) and f) Inverted Vs profiles with two (Volvi) and two and three (Uccle) non uniform layers above half space with unconstrained (left) and constrained (right) bedrock depths. For Volvi (c), models from the literature are plotted in black. For Uccle, the black line indicate the bedrock depth found in the borehole.

(less than 10%) over a wide frequency range (0.7 - 40 Hz, Figure 3.27a), which encompasses the two limits F_0 and $10 F_0$. This curve fits well the average of the two theoretical fundamental modes of the Rayleigh wave corresponding to the two models available in the literature, and is well separated at low frequencies from the corresponding first higher mode.

Evolution of the minimum misfit with the number of homogeneous layers stabilizes for $n_L = 4$ (Figure 3.27b), and the bedrock depth curves start scattering at $n_L = 6$, indicating a bedrock depth between 190 and 220 m. This range brackets the depth (199 m) at which the gneissic rock was found in the borehole. Figure 3.27c compares the models obtained when constraining or not the bedrock depth with a parameterization of two layers with linear gradients above half space, which is the one returning the lowest misfits (Table 3.11). Fixing the bedrock depth value significantly reduces the range of models with low

misfits and yields Vs profiles very close to the ones available in the literature.

The site of Uccle was studied by *Wathelet et al.* (2004) and *Nguyen et al.* (2004) with 1 seismic profile (24 4.5 Hz vertical geophones spaced by 5 m) and 5 concentric seismic arrays (one 130 m radius circular array with 9 sensors around a central one, one array made of a central sensor and 3 triangles of 25, 75 and 130 m radius, and three triangular 4-sensor arrays of 25, 50 and 100 m radius respectively). At this site, the velocity structure is not known from independent measurements, but the bedrock was found at 115 m depth in a borehole very close to the investigated area (Table 3.8). The dispersion curves measured from active (6.5 - 20 Hz) and passive (1 - 4.5 Hz) seismics are plotted in Figure 3.27d. The resulting frequency range encompass the F_0 - $10 F_0$ frequency range, with a gap between 4.5 Hz and 6.5 Hz. Uncertainties on dispersion data are much larger (between 20% and 45% at low frequencies) than on those from Volvi, resulting from a less adequate array layout : smaller number of sensors, smaller aperture of the larger array (250 m in Uccle versus 900 m in Volvi) relatively to the bedrock depth (115 m in Uccle versus 199 m in Volvi).

The evolution of the minimum misfit stabilizes for $n_L = 3$ (Figure 3.27e) for a corresponding bedrock depth range between 130 and 140 m. This is about 15% deeper than the depth measured in the borehole (115 m), as observed in Figure 3.27f showing the results of the inversions with 2 and 3 layer with linear velocity laws over half space (Table 3.11). As no Vs profile is available at the Uccle site, the seismic bedrock could actually be deeper than the geological one, resulting from the weathering of the Paleozoic bedrock before its recovering by Cenozoic sediments. However, this difference could also result from the influence of the first higher mode, which is close to the measured dispersion curve at low frequencies (Figure 3.27d), and can not be distinguished from the fundamental one, owing to the lack of array resolution. This example shows that the bedrock depth estimated from the first step of the proposed procedure could be biased (by 15% in this case) by the presence of a higher mode. The validity of the fundamental mode assumption should be always checked by forward modeling the fundamental and higher modes corresponding to the inverted profiles (*Socco and Strobbia*, 2004). In the future, influence of higher modes could be got round by using the formulations proposed by *Tokimatsu et al.* (1992) or *Lai* (1998) in the inversion scheme, and future work will investigate the application of the proposed procedure to multimode apparent dispersion curves.

3.2.11 Conclusions

This paper proposed a procedure for inverting the dispersion curve of the Rayleigh wave fundamental mode at sites where a strong seismic impedance contrast is expected between shallow soil layers (10 to 200 m) and bedrock. Examining 10 borehole-test derived Vs profiles in such sedimentary context, we found that the main profile features could be mimicked by a limited number of layers (between 1 and 3) exhibiting a linear velocity law. Normalizing the corresponding dispersion curves with the resonance frequency F_0 of the site showed that most curves exhibit relatively similar shapes between F_0 and $10 F_0$ and that the minimum Rayleigh wave phase velocity value was usually reached at $10 F_0$. In order to constrain inversions involving linear gradients by the means of a bedrock depth

range, we studied on synthetic tests the convergence of the inversion algorithm for parameterizations with an increasing number of uniform layers. Both minimum misfit values and bedrock depths of the corresponding profiles stabilize for a number of layers at which the bedrock depth range brackets the true depth. We proposed to use this information to constrain in a second step inversions with a limited number of layers (1 to 3) with linear velocity laws. Our study showed that constraining the bedrock depth contributes to orient the search in the parameter space towards areas close to the true Vs profile, and discard areas where incorrect Vs profiles (without the expected strong contrast) also have low misfit values. Synthetic tests pointed out as well that the application of this strategy requires to get the dispersion curve on a large frequency range from F_0 to $10 F_0$. This minimum frequency bandwidth can be obtained in the field by combining active and passive seismic measurements. This procedure was successfully applied to the site of Volvi (Greece). Its application to the site of Uccle (Belgium) however showed that the influence of higher modes on the measured dispersion curve could bias the results. The estimated bedrock range indeed depends highly on the estimation of the average values of the fundamental dispersion curve. The WARAN (Wireless ARray ANalysis) acquisition system developed within the NERIES project (*Ohrnberger et al.*, 2006) and real time dispersion curve computations should help increasing the resolution by tuning the acquisition layout and the record length to the site characteristics during acquisition, and future work should investigate the application of the proposed procedure to multimode apparent dispersion curves.

3.2.12 Acknowledgments

This research was funded by the European project NERIES, and the stay of A. Savvaïdis in Grenoble was funded by the European project ITSAC-GR. We thank M. Asten and M. Picozzi, as well as two anonymous reviewers for their helpful suggestions, which greatly improved the quality of the manuscript. The authors thank all the people who participated to the field investigation, as well as Y. Orengo, A. Mariscal and J.-M. Nicole for technical assistance.

Chapitre 4

Sites 2D/3D

4.1 Introduction et résumé en français

Dans le chapitre précédent, nous avons discuté certains aspects de l'inversion des ondes de surface pour des milieux de géométries 1D. Cette hypothèse forte sur la structure du sous-sol n'est cependant pas toujours vérifiée. Il est donc important d'une part, de comprendre l'influence de géométries non 1D sur la courbe de dispersion mesurée et sur son inversion, d'autre part de savoir détecter de telles géométries pour valider ou au contraire invalider les résultats obtenus par l'inversion. L'ensemble de ce chapitre était l'objet de la tâche B3 de la JRA4 de NERIES, et a été synthétisé dans le livrable D5. Il est donc rédigé en anglais.

Le sous-sol peut présenter différentes échelles de complexité, selon son histoire géologique, et il est nécessaire de définir l'échelle considérée pour distinguer un site 1D d'un site 2D ou 3D. Sur des sites sédimentaires par exemple, l'interface entre substratum et sédiments n'est souvent pas une interface plane. De plus, selon le contexte sédimentaire, les sédiments qui la recouvrent peuvent être stratifiés horizontalement, ou au contraire présenter des structures latéralement hétérogènes. La complexité d'un site peut donc être observée à l'échelle de l'ensemble géologique (le bassin sédimentaire par exemple), ou à l'échelle de l'acquisition géophysique (qui varie de quelques dizaines à quelques centaines de mètres selon l'acquisition). Dans le premier cas, la structure a une influence sur les effets de site, à travers des résonances 1D, 2D ou 3D qui affectent l'ensemble de la structure géologique. Dans le deuxième cas, les variations latérales peuvent avoir une influence sur les résultats de l'investigation géophysique. Le but de cette étude étant de fournir des recommandations pour estimer la fiabilité des résultats obtenus par inversion des ondes de surface, nous nous focalisons ici sur l'échelle de l'acquisition (entre quelques dizaines et quelques centaines de mètres d'extension latérale). Un site 1D sera donc un site où les résultats de l'inversion des ondes de surface sont fiables, ce qui n'exclut pas la présence de phénomènes d'amplification 2D/3D à des longueurs d'ondes et périodes plus grandes que celles observées par l'acquisition géophysique. De tels effets d'amplification ne peuvent être déterminés que par une investigation plus détaillée de la structure géologique associée à des simulations numériques, et ne font pas l'objet de ce travail.

Dans la première partie, nous analysons l'influence d'une interface en pente sur la courbe de dispersion. Après une synthèse bibliographique, nous étudions d'abord les résultats de la méthode MASW sur des profils déployés dans le sens de la pente d'une interface séparant des sédiments (couche lente) d'un substratum (couche rapide). Nous utilisons pour cela à la fois des simulations numériques et des données réelles. Dans un deuxième temps, nous utilisons l'une des simulations du projet SESAME (*SESAME-project*, 2002a) pour analyser les résultats de la méthode bruit de fond - réseau avec de une géométrie identique. Les courbes de dispersion observées sur les acquisitions en profil montrent des vitesses indépendantes de la direction de propagation dans le cas de pentes faibles, mais des vitesses à basse fréquence plus lentes lors de la propagation descendante (de la partie fine vers la partie épaisse) que lors de la propagation montante dans les cas de pente forte (26 %). Cette différence de vitesse apparente est reliée à l'effet de la diffraction au niveau des changements de pente du modèle, qui invalide l'hypothèse de propagation plane de l'onde de Rayleigh. De plus, les courbes de dispersion observées sur les acquisitions en réseau mettent en évidence l'influence de la variation spatiale de l'énergie enregistrée aux différents capteurs. Celle-ci peut être liée à une amplification différente à chaque capteur (comme c'est le cas dans l'étude présentée) ou à une répartition inhomogène des sources. Enfin, les résultats des inversions de ces courbes de dispersion donnent des profils de vitesse dont la vitesse dans le demi-espace est sous-estimée, et dont la profondeur est mal estimée.

Dans la deuxième partie, nous passons en revue les différentes techniques sismiques qui permettent de détecter les sites sur lesquels l'inversion des ondes de surface n'est pas appropriée. Après avoir rappelé les caractéristiques des sites utilisés, décrits en détails le chapitre 2, nous décrivons des outils simples pour détecter des structures 2D/3D à l'échelle de la sismique active (jusqu'à 20 à 30 m de profondeur) ainsi qu'à l'échelle de la sismique passive (qui descend en général jusqu'à l'interface entre sédiments et rocher). Nous proposons ensuite une procédure basée sur les courbes de H/V pour détecter les variations latérales lors d'une acquisition en réseau. Cette procédure fera partie des recommandations pour la caractérisation des sites des stations accélérométriques et large-bande des réseaux européens dans le cadre du projet NERIES.

4.2 Influence d'une interface en pente sur l'inversion des ondes de surface

4.2.1 Introduction

Surface wave methods are increasingly used as a tool for deriving shear wave velocities (V_s). Contrarily to more traditional techniques like downhole or crosshole seismic tests, they are not invasive, easy to acquire and thus less expensive. Moreover, if the borehole methods provide accurate and well-resolved V_s values, seismic measurements from surface sample a larger area, more relevant for estimating average parameters of the medium. Surface wave inversion techniques are divided in two main categories, based on the type of sources and receivers used for acquiring the data. Active techniques (the most known of which is the Multi-channel Analysis of Surface Waves (MASW), *Park et al.*, 1999) consist in recording the vibrations generated with an artificial source along a profile of geophones. They generally provide information at frequencies above 2 Hz (*Tokimatsu*, 1997), with corresponding penetration depths usually limited to a few tens of meters (*Jongmans*, 1992; *Socco and Strobbia*, 2004). This makes them useful for shallow geotechnical or environmental investigations. On the contrary, ambient vibrations or microtremors are produced by sources of lower frequency (*Aki*, 1957; *Satoh et al.*, 2001; *Okada*, 2003), allowing a deeper investigation of the ground particularly useful for site effect estimation in sedimentary basins (among others: *Asten and Henstridge*, 1984; *Bard*, 2004). They are generally recorded with several concentric arrays for covering a large frequency band, from high frequencies with small arrays to low frequencies with large arrays (*Capon*, 1969; *SESAME-project*, 2002b; *Scherbaum et al.*, 2003). Surface wave dispersion depends essentially on the V_s profile (V_s values and thicknesses of the different layers), and to a lesser degree, on the P-wave velocity and density profiles (*Xia et al.*, 1999). Starting from seismic records, V_s profiles are thus estimated in two steps : 1) deriving the dispersion curve by transforming the recorded ground motion from the time-space domain to the velocity-frequency domain, and 2) inverting the dispersion curve to retrieve the 1D shear wave velocity structure.

Numerous methods have been proposed to process surface waves and estimate their dispersion curve, depending on the sensor layout (linear or two-dimensional arrays), the surface wave type (Love or Rayleigh) and the considered velocity (group or phase). An overview of the different techniques can be found in *Socco and Strobbia* (2004) and in *Wathelet et al.* (2008). Two main methods can be combined to determine the phase velocity dispersion curve : the frequency-wavenumber (FK) method (*Lacoss et al.*, 1969) and the high-resolution frequency-wavenumber (HRFK) method (*Capon*, 1969), in which the relative weight given to each sensor is optimized in order to decrease the influence of records that are not consistent with the majority. In the second step, this dispersion curve is usually inverted using a classical linearized algorithm (*Herrmann*, 1987; *Satoh et al.*, 2001) or direct search techniques like the Monte Carlo approach (*Edwards*, 1992; *Mosegaard and Tarantola*, 1995; *Socco et al.*, 2008), the neighborhood algorithm (*Sambridge*, 1999; *Wathelet et al.*, 2004; *Wathelet*, 2008) or the genetic algorithm (*Goldberg*, 1989; *Yamanaka and Ishida*, 1996; *Kind et al.*, 2005; *Dal Moro et al.*, 2007).

Although both steps (dispersion curve estimation and inversion) rely on the assumption of a 1D medium, it is nowadays quite common to use surface wave inversion for imaging 2D Vs structures from seismic profiles. For example, *Xia et al.* (1999) applied the MASW method to continuous-profiling shot records, and interpolated the resulting 1D profiles to retrieve a pseudo 2D section. In order to increase the signal to noise ratio, *Grandjean and Bitri* (2006) refined this technique by stacking, for each receiver spread, the dispersion curves derived from several shot positions. However, these 2D applications still assume (1) that the dispersion curve constructed from each group of geophones only depends on the structure below it, and (2) that the dispersion curve resulting from this structure is the one of the equivalent 1D medium defined by the vertical profile at the middle of the spread. If this last assumption is verified for 2D media containing steps (*Luo et al.*, 2009), it is not obvious that the dispersion curve generated by a dipping interface corresponds, even locally, to this 1D profile. In this section, we therefore investigate the influence of a dipping interface on the measured Rayleigh wave dispersion curve and on its inversion.

Several studies were conducted in the 1960's and 1970's to understand the surface wave propagation over laterally varying media, and particularly over a dipping interface such as the ocean (thin) - continent (thick) transition zone. The questions addressed by these studies regarded 1) the difference or consistency between phase velocities measured in the transition zone or in its vicinity for two waves propagating in opposite directions (we will talk here about phase velocity and fundamental mode, although *Drake* (1972) recalls that it is not strictly correct to use these terms in such a laterally varying medium), 2) the percentage of energy reflected or transmitted for both directions of propagation.

Among these works, *Kuo and Thompson* (1963) and *Abe and Suzuki* (1970) used model experiments to study the propagation of Rayleigh waves in media with respectively 2.5° and 3 to 7° (i.e. 4.3% and 5.2 to 12.3%) dipping interface between top layer and half space. *Kuo and Thompson* (1963) found that phase velocities were independent of the direction of propagation, whereas *Abe and Suzuki* (1970) measured different phase velocities for the two directions.

Boore (1970) used a finite difference scheme for measuring phase velocities between pairs of sensors above a model with a 17% slope. He found significant perturbations both in the phase and amplitude spectra, on the whole frequency range above the transition zone, and at low frequencies in its vicinity. A comprehensive review of the sloping interface problem is given in *Drake* (1972). This author used finite element simulations for estimating Rayleigh wave velocity in a model where a transition zone containing a 10% dipping interface links two 1D areas. He estimated mean phase velocities in this transition zone via two methods :

- from the phase of the transmitted mode, measured on the nodes of the vertical section at the far extremity of the transition zone,
- from 2D - Fourier analysis of vertical displacements measured at surface.

The former of these estimations corresponds to Rayleigh wave only, and was found to be independent from the direction of propagation. On the contrary, the latter is similar to phase velocities measured in the studies cited above, and was also found to depend on the direction of propagation. The author links this dependence to interferences with body waves coming from the sloping interface. Moreover, he explains the results obtained by

Kuo and Thompson (1963) by the fact that their slope was not steep enough to give rise to noticeable interference.

To summarize the findings of these studies, the phase velocity of the Rayleigh wave fundamental mode alone does not depend on the direction of propagation. This has also been demonstrated theoretically by studies describing the surface waves eigenfunctions and corresponds to the isotropy of the period equation (e.g. *Gregersen*, 1976). However, phase velocities as derived in surface wave inversions are measured from surface measurements and are sensitive to the whole wavefield. The above cited studies showed that in such case, measured phase velocities may depend on the direction of propagation due to interference with body waves, scattered waves and higher modes.

Two questions may thus be risen regarding the current application of surface wave inversion in shallow geophysics in the case of a dipping interface. The first one regards the consistency between phase velocities measured from down-dip and up-dip propagation. The second question is about the 1D model derived from the dispersion curve inversion : what 'average model' is it ? Does it correspond to the vertical profile below the center of the receiver array ?

Bodet et al. (2004, 2005) started to look at these questions both with numerical, finite difference calculations and with model experiments. Their acquisition layout was intended to simulate an active seismic experiment. Because they applied a vertical source in the middle of the spread, and not at both ends, they could not compare, for the same receiver gather, up-dip and down-dip measured dispersion curves. However, comparing the measured dispersion curves to each of the theoretical dispersion curves of 1D media defined by the middle of each spread, *Bodet et al.* (2005) concluded that the observed and theoretical dispersion curves correlated well, except for wavelengths longer than the spread length resolution limitation (*O'Neill*, 2004).

In this work, we use both numerical and real data to investigate further these two questions. In the first part, we concentrate on a profile configuration typical from MASW measurements, whereas we focus on array measurements in the second part.

4.2.2 Profile configuration

Numerical data computation

We use the 2D spectral element method implemented in the PLAST2 code (*Baillet et al.*, 2005; *Baillet and Sassi*, 2006) to simulate a seismic profile acquired with 201 geophones 1 m spaced from 0 to 200 m (Figure 4.1a). The central area, from $x=-20$ to 220 m, and $y=0$ to 70 m, is meshed with Q4 spectral elements of about $1 \times 1 \text{ m}^2$ containing 9 Gauss points. Surrounding areas with looser meshes were designed so that reflection of body waves on the edge of the model does not disturb the resulting seismograms.

The source $f(x,t)$ (equation 4.1, Figures 4.1 b and c) is an imposed displacement following a Gabor function (equation 4.2) applied either at $x=0$ or 200 m on a locally

refined mesh and within an influence radius of $r_0=0.6$ m (equation 4.3) :

$$f(x, t) = Ag(t)h(|\bar{x} - \bar{x}_s|) \frac{\bar{x} - \bar{x}_s}{|\bar{x} - \bar{x}_s|} \quad (4.1)$$

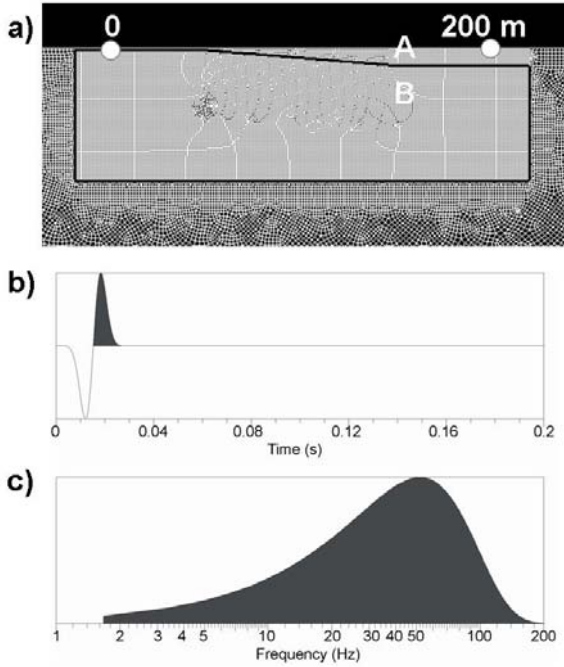
with

$$g(t) = e^{-\alpha^2(t-t_0)^2} \{ \cos[2\pi f(t - t_0) + \phi] + i \sin[2\pi f(t - t_0) + \phi] \} \quad (4.2)$$

and

$$h(\bar{x} - \bar{x}_s) = e^{-7 \frac{|\bar{x} - \bar{x}_s|}{r_0}} \quad (4.3)$$

The source parameters are detailed in Table 4.1.



TAB. 4.1 – Parameters of the Gabor function used for the source.

f (Hz)	40
ϕ (rad)	$\pi/2$
t_0 (s)	0.015
α	200
A (10^{-6} m)	10

FIG. 4.1 – MASW spectral elements simulation. a) Model used for the simulation : example of the 8% slope. Characteristics of medium A and B are given in Table 4.2. b) Source time history. c) Source spectrum.

The model contains two elastic homogeneous layers A and B whose mechanical properties are gathered in Table 4.2. In order to test the influence of the dipping interface on the dispersion curves, four models were used with different slopes between $x=50$ and 150 m. The models, illustrated in Figure 4.2, are always flat for $x < 50$ and $x > 150$ m, with the interface separating the two layers at the depths D_L (left side) and D_R (right side) required by the mean depth D_M and the slope of the dipping part. In the three first models (group A), the mean depth D_M is 5 m and the dip is respectively 0 (reference model), 4 and 8%. The fourth model (group B) has a slope of 26%, with a mean depth D_M of 14 m. The corresponding 1D resonance frequencies range between 5 and 125 Hz. Geometrical parameters together with associated resonance frequencies are gathered in Table 4.3.

For computing and inverting the dispersion curve, we use the softwares available in the *Sesarray* package (www.geopsy.org), namely *Geopsy* and *Dinver*.

TAB. 4.2 – Mechanical parameters of the numerical models.

layer	Vp (m/s)	Vs (m/s)	ρ (kg/m ₃)
A	1000	500	2000
B	1800	900	2000

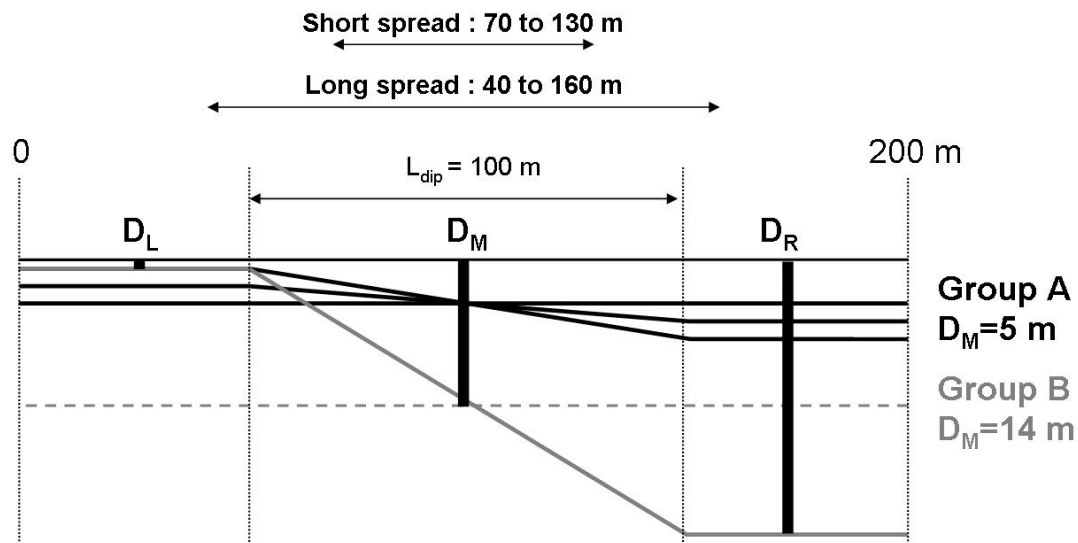


FIG. 4.2 – Schematic representation of the 4 models for MASW simulation. Group A (thick black lines) : models with mean depth at 5 m (0, 4 and 8% slope). Group B (thick grey line) : model with mean depth at 14 m (26 % slope). D_L , D_R are depths of the flat parts on the left and right sides of the models, D_M is the mean depth of the dipping part. Example is given for the 26% model. L_{dip} : length of the dipping part, Short and long spreads : position of the two different sets of geophones used for dispersion curve computation, from 70 to 130 m and from 40 to 160 m respectively.

TAB. 4.3 – Geometrical parameters of the numerical models. Depths : D_L =on the left, D_M = in the middle, D_R =on the right; resonance frequencies : f_0L =on the left, f_0M =in the middle, f_0R =on the right.

slope (%)	D_L (m)	f_0L (Hz)	D_M (m)	f_0M (Hz)	D_R (m)	f_0R (Hz)
0	5	25	5	25	5	25
4	3	42	5	25	7	18
8	1	125	5	25	9	14
26	1	125	14	9	27	5

Numerical data results

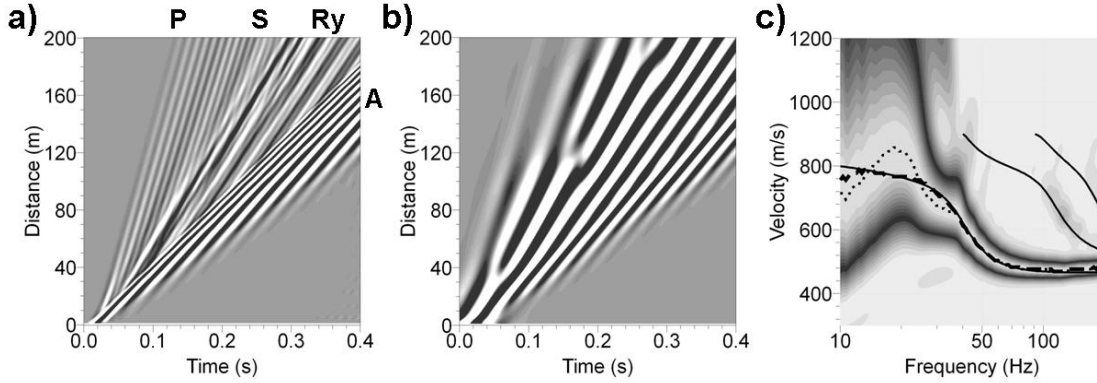


FIG. 4.3 – a) Numerical seismograms computed for the model with a flat interface at 5 m depth. P : Pwave, S : Swave, Ry : Rayleigh wave with A : Airy phase. b) Same seismograms filtered in the 20 to 30 Hz frequency band. c) Dispersion image for geophones between 70 and 130 m (colorscale goes from white (=0) to black (=0.5) to white (=1) again). Continuous lines : theoretical dispersion curves for the fundamental and 2 first higher modes of the Rayleigh wave; dashed and dotted lines : dispersion curves respectively measured with geophones between 40 and 200 m, and between 70 and 130 m.

Figure 4.3a shows the synthetic seismograms computed for the reference, flat model. Each trace has been normalized by its maximum. The different wave trains can be identified : the refracted P-wave (P), with a velocity of 1800 m/s, the refracted S-wave (S), with a velocity of 900 m/s, and the Rayleigh waves (Ry), whose last arrival is the Airy phase (A). The dispersion curve computed with geophones from 40 to 200 m is shown with a dashed line in Figure 4.3c. It is very close to the theoretical fundamental mode (continuous line), down to 13 Hz, below which there is not much energy.

In order to look at the effect of the slope, dispersion curves will be in the following computed for two different spreads : with geophones from 70 to 130 m and geophones from 40 to 160 m (short and long spreads in Figure 4.2 respectively). The dispersion curve resulting from the short spread on the reference model (dotted line in Figure 4.3c) is close to the theoretical dispersion curve down to 40 Hz only. At lower frequencies, interferences with body waves disturb the dispersion curve, as enlightened by the seismograms filtered between 20 and 30 Hz with a butterworth filter of the first order (Figure 4.3b). This phenomenon resembles the ‘near field effect’ described in the literature. In order to avoid this effect, *Stokoe et al.* (1994) recommended that $\lambda_{max} < 2x_1$, where x_1 is the distance between the source and first receiver, and *O’Neill* (2004) recommended that $\lambda_{max} < 0.4L$, where L is the length of the spread used to compute the dispersion curve. In our case, we have $\lambda_{max} = 640/40 = 16$ m, which is both less than $2x_1 = 140$ m, and $0.4L = 24$ m. This interference may be linked with the long duration of body waves due to the absence of attenuation, that can be observed on the seismograms (Figure 4.3a).

The two sets of seismograms obtained for shots at 0 and 200 m on the model with an 8% slope are shown in Figure 4.4. The position of the top of the slope, at $x = 50$ m, can

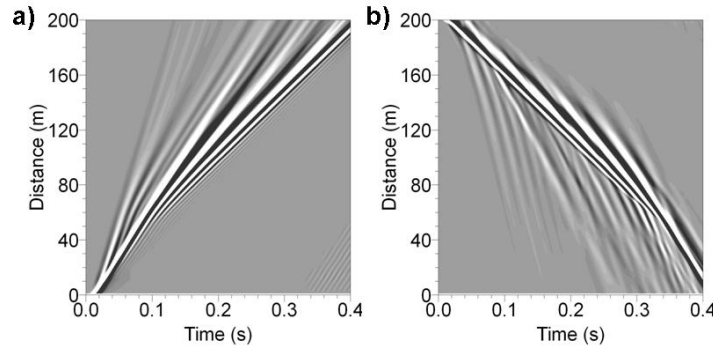


FIG. 4.4 – Numerical seismograms for the shots at 0 (a) and 200 m (b), for the model with an 8% slope between 50 and 150 m offsets.

be seen on the seismograms themselves. Moreover, the propagation of the fundamental and higher modes of the Rayleigh wave looks very different from one shot to the other. In both cases, the apparent phase velocity of the dominant frequency is faster for $40 \text{ m} < x < 80 \text{ m}$ than for $120 \text{ m} < x < 160 \text{ m}$, resulting in ‘opening’ seismograms for the down-dip propagation, and ‘closing’ seismograms for the up-dip one. However, the mirror symmetry of the fundamental Rayleigh wave around the $t=0.2 \text{ s}$ axis is quite striking.

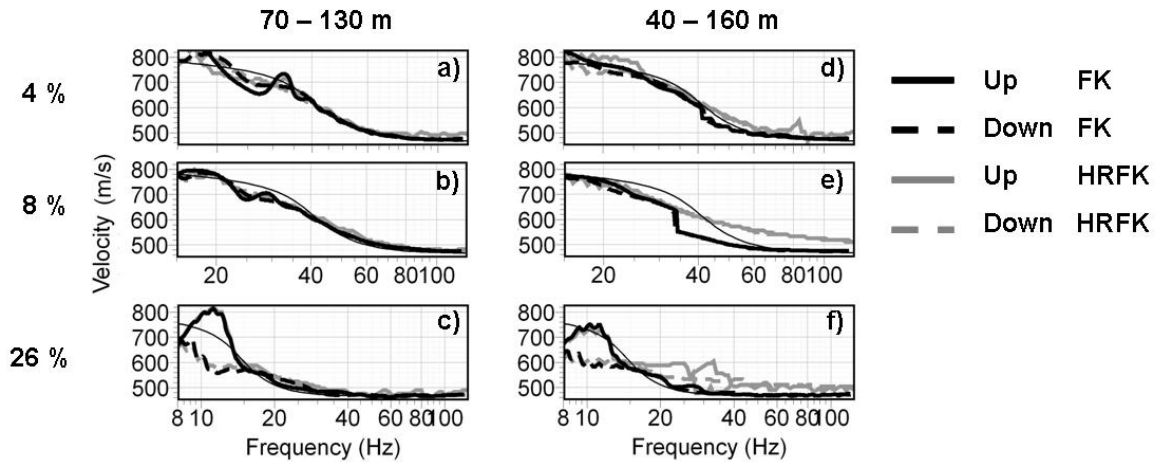


FIG. 4.5 – MASW numerical results : dispersion curves measured for geophones between 70 and 130 m (a, b, and c) and between 40 and 160 m (d, e, f) for the models with a 4% slope (a and d), an 8% slope (b and e), and a 26% slope (c and f). Dashed lines : shot at 0 (down-dip propagation); continuous lines : shot at 200 m (up-dip propagation). Black lines : FK method; grey lines : HRFK method. Thin black line : theoretical dispersion curve of the corresponding 1D medium at mid-slope (central profile).

Figure 4.5 presents the dispersion curves computed from the three models with a dipping interface (top : 4% slope, middle : 8%, bottom : 26%). In the graphs on the left, geophones from 70 to 130 m were used, whereas geophones from 40 to 160 m were used for the ones on the right. Dispersion curves in black (resp. in grey) were computed with the FK (resp. with the high resolution FK [HRFK]) method. Those computed from

down-dip (resp. up-dip) propagation are represented with a dashed line (resp. continuous line). Moreover, the dispersion curve of the profile below the middle of the spread (called the central profile hereafter) is represented with a thin black line. In the following, we compare these dispersion curves from different points of view.

- Direction of propagation : up-dip / down-dip

Despite the differences observed on seismograms and previously discussed (Figure 4.4), the dispersion curves from down-dip and up-dip propagation are similar on a wide frequency range for the three dipping models, whatever the length of the spread and the method used to compute the dispersion curve. The only exception comes from the HRFK method for the long spread over the 26% slope (grey lines in Figure 4.5f). At low frequencies, down-dip and up-dip dispersion curves are slightly different for the models with 4% and 8% slopes, and very different for the model with 26% slope. Moreover, they show undulations similar to the ones observed on the reference model with a small spread length.

- Spread length : short spread / long spread

For models with 4% and 8% slopes (Figure 4.5 a, b, d and e), dispersion curves computed from the FK method (black lines) are different depending on the spread used in the computation. At low frequencies, long spreads (right column) present much less ondulations than short spreads, but velocities are of the same order. At intermediate frequencies, both long spreads present a jump at frequency F_j in the dispersion curve that is not observed on short spreads ($F_j=40$ [resp. 34] Hz for the 4% [resp. 8%] model, Figure 4.5d [resp. 4.5e]). Finally at high frequencies (above 60 Hz), dispersion curves are similar for the two spread lengths. On the contrary, dispersion curves derived with the FK method for the 26% model (black lines in Figure 4.5 c and f) are similar for the two spreads on the whole frequency range.

Dispersion curves computed with the HRFK method (Figure 4.5, grey lines) look similar between the two spread lengths up to the same frequency F_j . Above this frequency, dispersion curves computed from long spreads (right column) decrease more slowly toward the velocity of the first layer than the ones estimated from short spreads (left column), particularly for the two steepest models (Figure 4.5 b/e and c/f). Moreover, as already mentioned, the up-dip propagation HRFK dispersion image of the 26% model shows a split dispersion curve.

- Processing technique : FK / HRFK

For short spread lengths (Figure 4.5, left column), the two techniques give similar dispersion curves for all models. On the contrary, different results are obtained for long spread lengths (Figure 4.5, right column) at frequencies above the jump observed on FK (black) curves. In this frequency range, these last ones show lower velocities than HRFK curves.

- Interpretation

Undulations observed at low frequencies are similar to the ones observed on the short spread of the reference model (Figure 4.3c) and on the results of *Boore* (1970). Accordingly, they may be linked to interferences with body waves. Moreover, *Uebayashi* (2003) showed that in similar configurations, the corners of the model act as diffractors, i.e. secondary sources. In such case, the diffracted waves interfere with the Rayleigh wave. The wavefield

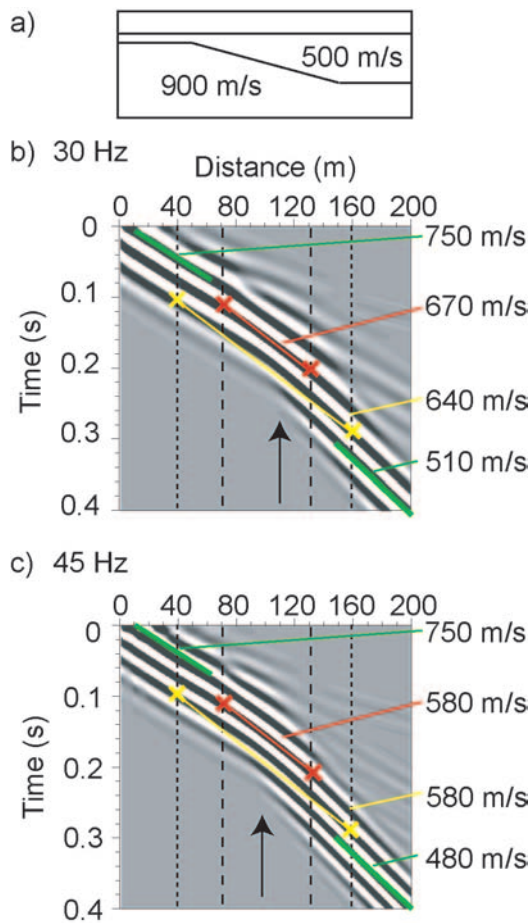


FIG. 4.6 – Seismograms measured for the 8% slope model (a) filtered in the 30 ± 1 Hz (b) and 45 ± 1 Hz (c). Dashed lines : limits of the short (70-130 m) and long (40-160 m) spreads. Black arrow : change of slope. Green segments : slopes used for computing velocities in the left and right sides of the model. Red and yellow segments delimited with crosses : slopes used for computing velocities between first and last receivers of the short and long spreads respectively.

can no longer be simplified to a plane wave, which probably induce other perturbations in the apparent dispersion curve.

The second point concerns the jump observed on FK dispersion curves for long spreads (Figure 4.5 d and e). Figure 4.6 shows the seismograms of the 8% slope model filtered in the 30 ± 1 Hz (Figure 4.6b) and 45 ± 1 Hz (Figure 4.6c) frequency ranges, respectively below and above this jump. For both frequencies, the phase velocity varies laterally along the profile. This velocity variation forms a kink in the filtered seismogram plots (black arrow), which occurs at longer offsets, i.e. on a thicker first layer for low frequencies (Figure 4.6b) than for high frequencies (Figure 4.6c).

On this figure are also indicated the average velocity (phase delay time divided by distance) between first and last receivers of the short (red) and long (yellow) spreads. This velocity is around 670 m/s (resp. 580 m/s) at 30 Hz (resp. 45 Hz). These values are gathered in Table 4.4, together with velocity values inferred from dispersion curves

TAB. 4.4 – Comparison of velocities at 30 and 45 Hz measured from FK and HRFK processing (Figure 4.5e) with velocities inferred from delay time between first and last receivers of short and long spreads (red and yellow in Figure 4.6), and velocities measured in the left and right sides of the model (green in Figure 4.6).

	30 Hz		45 Hz	
	Short	Long	Short	Long
DC FK	670	680	590	520
DC HRFK	670	680	590	590
Phase delay	660	680	580	580
V left	750		750	
V right	510		480	

(Figure 4.5) and with velocities measured on the left and right sides of the model (green in Figure 4.6). At 30 Hz, all values for both short and long gathers are between 660 and 680 m/s. At 45 Hz, all velocities are about 580 - 590 m/s, except the velocity measured with the FK technique along the long spread (520 m/s), which is closer to the velocity of the Rayleigh wave in the right side of the model (480 m/s), i.e. its velocity in the first layer. This observation is probably linked to the position of the kink observed on the seismograms. For frequencies higher than F_j , this kink is located on the left of the middle of the spread, and the largest part of the propagation of these frequencies occurs in the first layer.

To conclude, forward and reverse shots on gentle slopes (up to 8%) give the same dispersion curves, slightly contaminated by diffracted wave interference at low frequencies. For steep slopes (26%), these interferences occur at lower frequencies. They are stronger than those observed on gentle slopes and result in different dispersion curves for the forward and reverse shots. These interfering waves are probably diffracted from the upper and lower corner of the model (Uebayashi, 2003). Moreover, when the geophone spread covers a significant lateral variation (length of the spread greater than length of the dip L_{dip}), dispersion curves computed with the FK and HRFK techniques are different.

1D equivalent model

In the following, we try to understand which equivalent 1D model presents a dispersion curve similar to the one measured on these 2D models with the FK technique and the short spread of geophones (70 - 130 m).

Because the waves go through the whole medium, the measured dispersion curves were compared to the theoretical dispersion curves of average profiles, i.e. 1D profiles for which

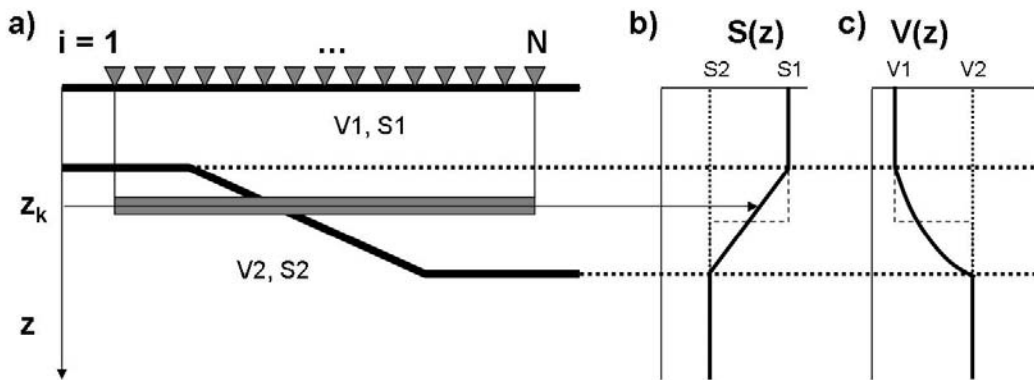


FIG. 4.7 – Schematic representation of the calculation of the average profile. a) distance-depth section below the spread. Triangles : receivers used in the calculation. Thick black line : interface between layer and half space. Grey line : position of the slowness values used in the calculation for depth z_k . b) and c) Slowness and velocity profiles respectively. Thick line : average profile of the dipping model in a). Dashed line : central profile, which is equal to the average profile of the reference, flat model.

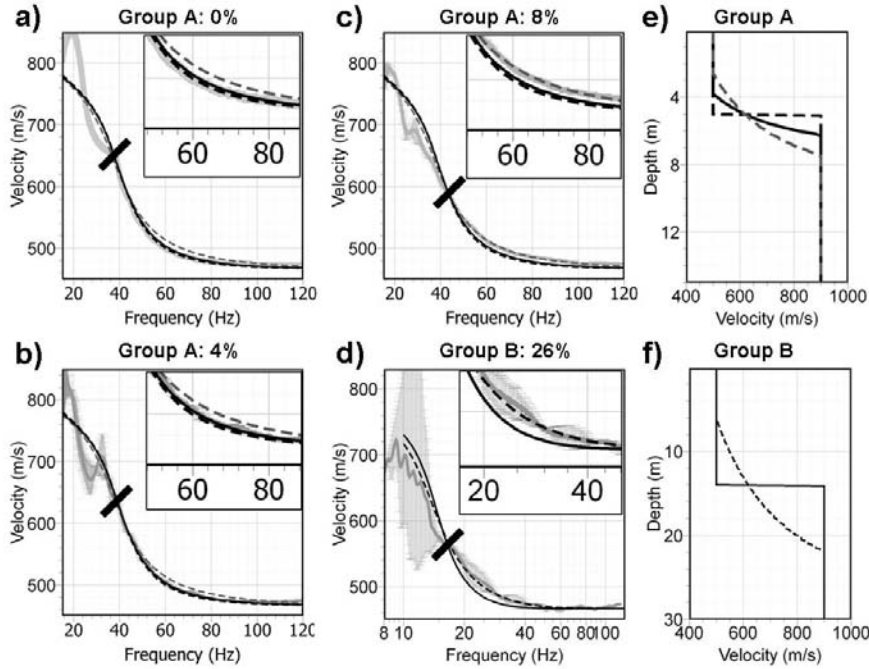


FIG. 4.8 – MASW numerical results. a) to d) Comparison of the dispersion curve measured with geophones between 70 and 130 m (grey lines) with the theoretical dispersion curves of the average profile (equation 4.4) with the exponent $n=2$. a) Reference model, b) 4% slope, c) 8% slope, d) 26% slope. e) Average profiles of the three models of group A (flat, 4% slope and 8% slope models with mean depth at 5 m depth). f) Average profile of models of group B (flat and 26% slope models with mean depth at 14 m). a) to c) and e) Black dashed line : reference model; continuous line : 4% slope; Grey dashed line : 8% slope. d) and f) Continuous line : flat model; dashed line : 26% slope. The thick black segment indicates the frequency down to which the theoretical dispersion curve of the average profile explains the measured dispersion curve.

the slowness at each depth is an average of the slownesses of the 2D model at the same depth following the equation :

$$\bar{s}^n(z) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N s_i^n(z), \quad (4.4)$$

where \bar{s} is the average slowness, z is depth, n is the exponent and N is the number of sensors below each of which the 1D slowness profile is $s_i(z)$. Figure 4.7 illustrates the average profiles (both in velocity and slowness) thus computed for $n=1$. The average profile of the reference (flat) model corresponds to its central profile.

We tested equation 4.4 for the exponent n ranging from 1 to 4. The best results, shown in Figure 4.8, were obtained with the exponent $n=2$, at least for the high frequency part. The four graphs on the left (Figure 4.8 a, b, c and d) show the dispersion curves measured with the FK technique for the short spread with geophones between 70 and 130 m (grey lines with error bars) for the reference model, and the 4%, 8% and 26% models

respectively. On the three first graphs (Figure 4.8 a, b and c) are also represented the theoretical dispersion curves of the average profiles of the models of group A (mean depth at 5 m, Figure 4.8e) : the black dashed line for the reference model, the continuous line for the 4% model, and the grey dashed line for the 8% model. On Figure 4.8d are drawn the ones of the average profiles of the models of group B (continuous line : reference model, dashed line : 26% slope). The theoretical dispersion curves of these average profiles better fit the measured ones down to the frequency at which all of them intersect (at 40 Hz, 42 Hz and 18 Hz for the 4%, 8% and 26% models respectively [thick black segments in Figures 4.8 b, c and d respectively]). Below this frequency however, the measured velocities are not well retrieved ; they seem to be better fitted with the average profile of a twice steeper 2D model (not shown), but this would need to be confirmed with further studies.

Although better explained with such gradient average profiles, the measured dispersion curves are nevertheless quite close to the theoretical dispersion curves of the corresponding central profiles. Figure 4.9 shows the inversion of the dispersion curves measured with the FK technique and geophones from 70 to 130 m (short spread). Forward and reverse shots were averaged, and the undulating low frequency parts of all measured dispersion curves were cut out before the inversion. The parameterization is a two layer model, with V_p ranging between 200 and 3000 m/s, V_s between 150 and 1000 m/s, V_p and V_s linked by a well constrained Poisson's ratio between 0.3 and 0.35, fixed density of 2000 kg/m^3 , and thickness of the layer ranging between 1 and 15 m for the 0, 4% and 8% slopes, and from 1 to 30 m for the 26% slope. The inverted profiles correspond to the central profile (light

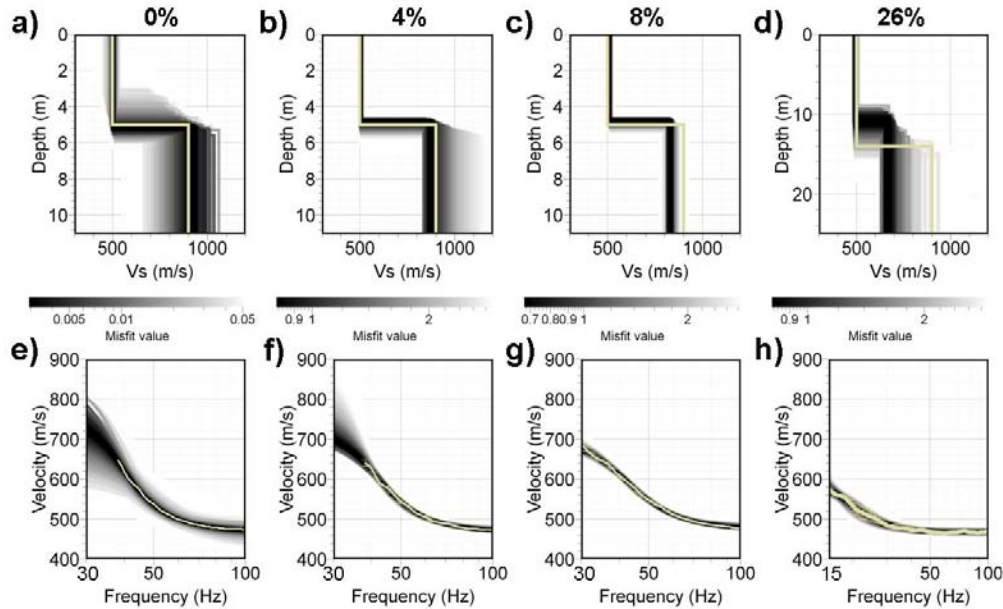


FIG. 4.9 – MASW numerical results : dispersion curves inversion. Top : shades of grey : inverted V_s profile, light brown : central profile, Bottom : shades of grey : theoretical dispersion curves of the inverted profiles, light brown : measured dispersion curve. a) and e) Flat model. b) and f) Model with a 4% slope. c) and g) Model with a 8% slope. d) and h) Model with a 26% slope.

brown in Figure 4.9 a to d) for the reference and 4% slope models, but the velocity and depth of the half space are slightly underestimated for the 8% slope models, and clearly underestimated for the 26 % one.

To conclude this numerical analysis, we found that dispersion curves computed from forward and reverse shot over a dipping layer interface are similar except at low frequencies, particularly for the steepest model (26 % slope). This difference at low frequencies was linked to the interference with body waves diffracted from the corners of the models. Moreover, when the length of the spread of geophone is larger than the length of the dipping part of the model, the FK and HRFK techniques provide different dispersion curves. We found that the high frequency part of the measured FK dispersion curve is better fitted with the average 1D profile (computed from squared slownesses, equation 4.4 with $n=2$) than with the central 1D profile (corresponding to the 1D profile below the middle of the spread). Finally, the inversion of the measured dispersion curves lead to an underestimation of the velocity and depth of the half-space, particularly for the model with a 26% slope.

Real data acquisition

In order to test on real data the influence of a dipping layer on MASW measurements, a seismic profile was deployed on the north western edge of the Colfiorito basin, in Italy (Figure 4.10). Previous studies indicate a dip of the bedrock around 20 % at this location (*Di Giulio et al.*, 2006, Figure 4.10b), from the surface at the edge of the basin to 100 m depth about 500 m further east. A 69 m long profile oriented W-E (Figure 4.10c) was acquired with 24 vertical and 24 horizontal 4.5 Hz geophones spaced by 3 m. Vertical displacements were generated with a 5 kg sledge hammer on an aluminium plate, while transverse horizontal ones were triggered with the same hammer hitting a wooden beam laid on the ground, perpendicularly to the profile. Signals were recorded with a 4000 Hz sampling rate during 2 s. Shots were performed at the middle of the profile, and at 3 and 9 m offsets of both ends.

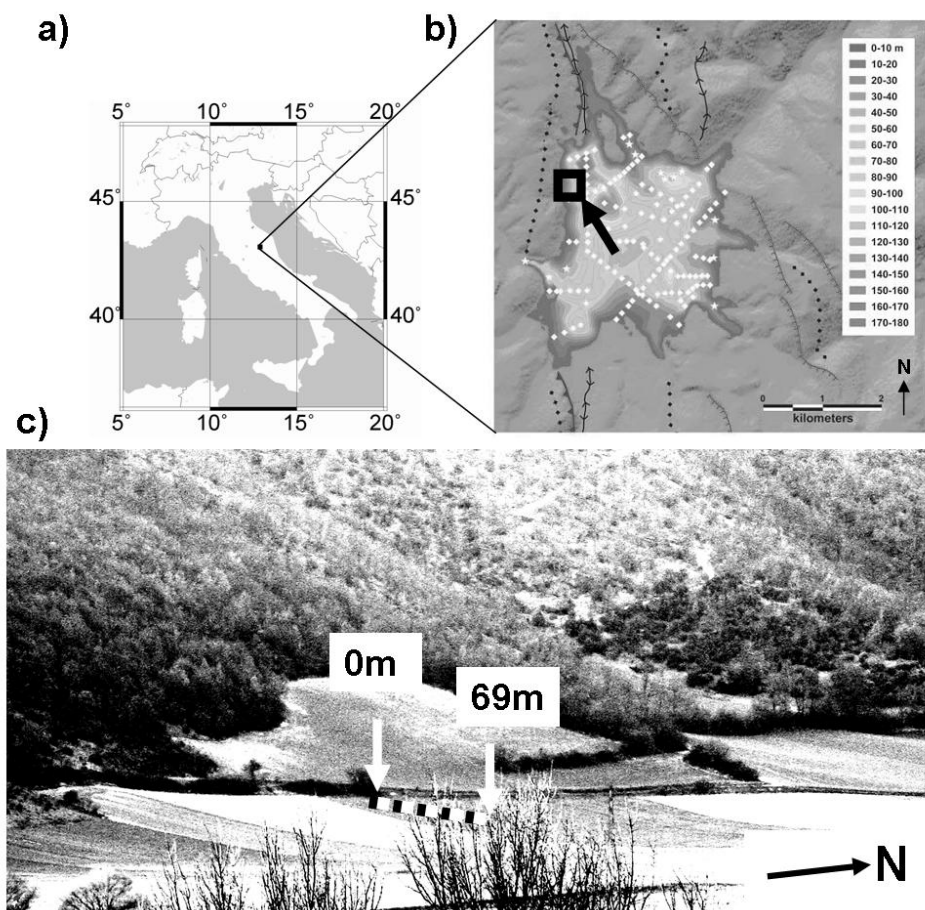


FIG. 4.10 – MASW real data acquisition in Colfiorito. a) Location of the Colfiorito basin in Italy. b) Location of the studied area (black square) in the Colfiorito basin whom bedrock depth was estimated from combined geophysical and geotechnical information : modified from (*Di Giulio et al.*, 2003). The arrow locates the point from which the photography in c) was taken. c) Dashed line and white arrows : location of the seismic profile in the field.

Real data results

The signals recorded at 3 m offsets are presented in Figure 4.11 both for vertical (a and b) and horizontal (c and d) records. Like in numerical simulations (Figure 4.4), the dominant frequency of the surface waves show lateral variations, with faster velocities in the 10 - 30 m distance range than in the 40 - 60 m range.

Figure 4.12 and Table 4.5 show the results of the refraction analysis. The seismic model is composed of a first superficial 1.5 m thick low velocity layer, overlying two layers of sediments, below which the bedrock dips from about 15 m to 28 m depth from west to east, in good agreement with the model of *Di Giulio et al.* (2003). In the following, we compare the results of surface wave analysis to the central profile, defined from this refraction model as the 1D profile below the center of the spread.

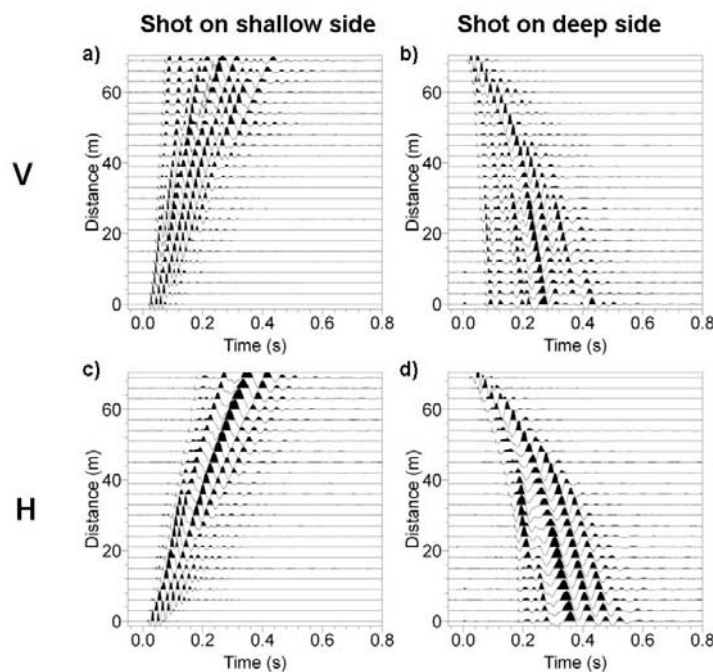


FIG. 4.11 – Vertical (a and b) and horizontal (c and d) seismograms shot at -3 (a and c) and 72 m (b and d).

TAB. 4.5 – Dipping layer model from refraction analysis

Layer	Depth W (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	Depth E (m)
1	1.5	200 ± 30	120 ± 10	1.5
2	5	530 ± 100	305 ± 40	7
3	15	1300 ± 50	430 ± 15	28
4	-	2450 ± 100	1000 ± 50	-

Dispersion curves derived with FK analysis from the two 9 m offset shots, and both vertical and horizontal records are showed in Figure 4.13. For Rayleigh waves (a and b), the low frequency part of the fundamental mode can be identified on both shots, which give similar dispersion curves. At higher frequencies, two different higher modes can be identified from the two shots. For Love waves (Figure 4.13 c and d), only the fundamental mode seems to be excited, but forward and reverse shots do not give so consistent dispersion curves as for the Rayleigh waves.

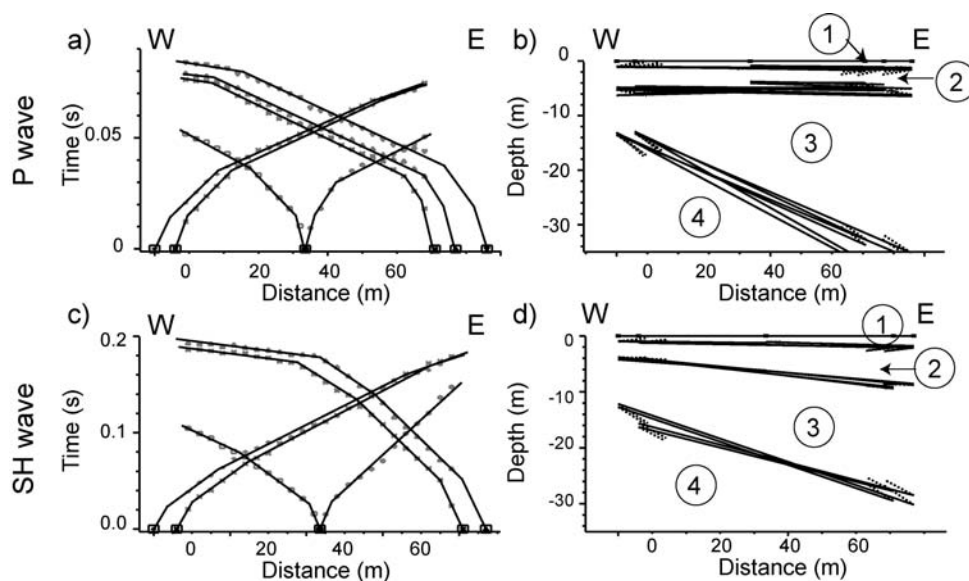


FIG. 4.12 – Results of the refraction analysis. a) and b) P-wave; c) and d) SH-wave; a) and c) Distance-first arrival time plots; b) and d) Inverted dipping layer models. Seismic parameters are indicated in Table 4.5 for the four detected layers 1 to 4.

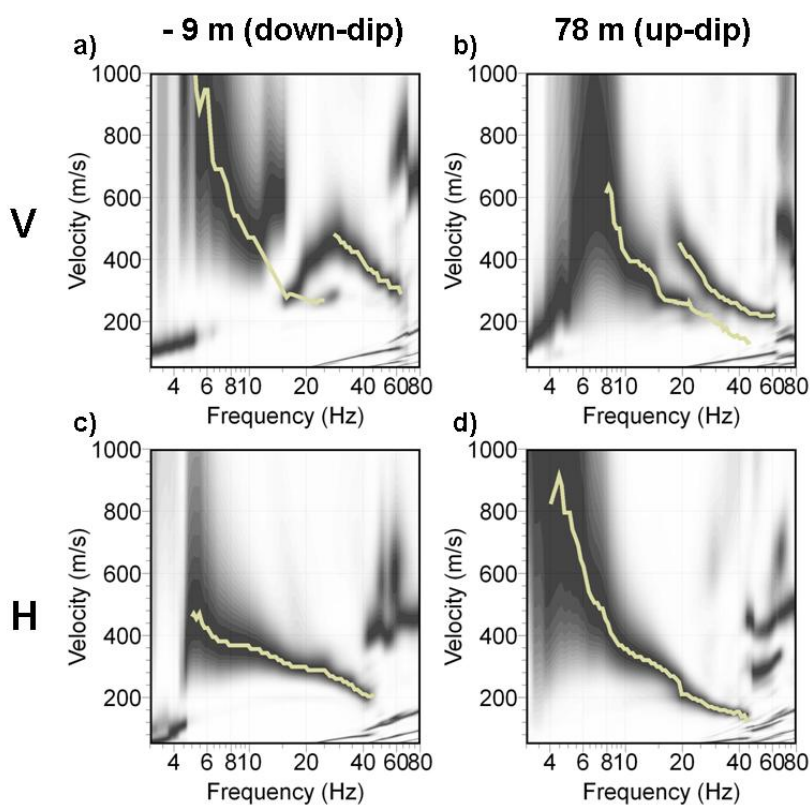


FIG. 4.13 – Dispersion curves measured from vertical (a and b) and horizontal (c and d) records of shots at -9 (a and c) and 78 m (b and d).

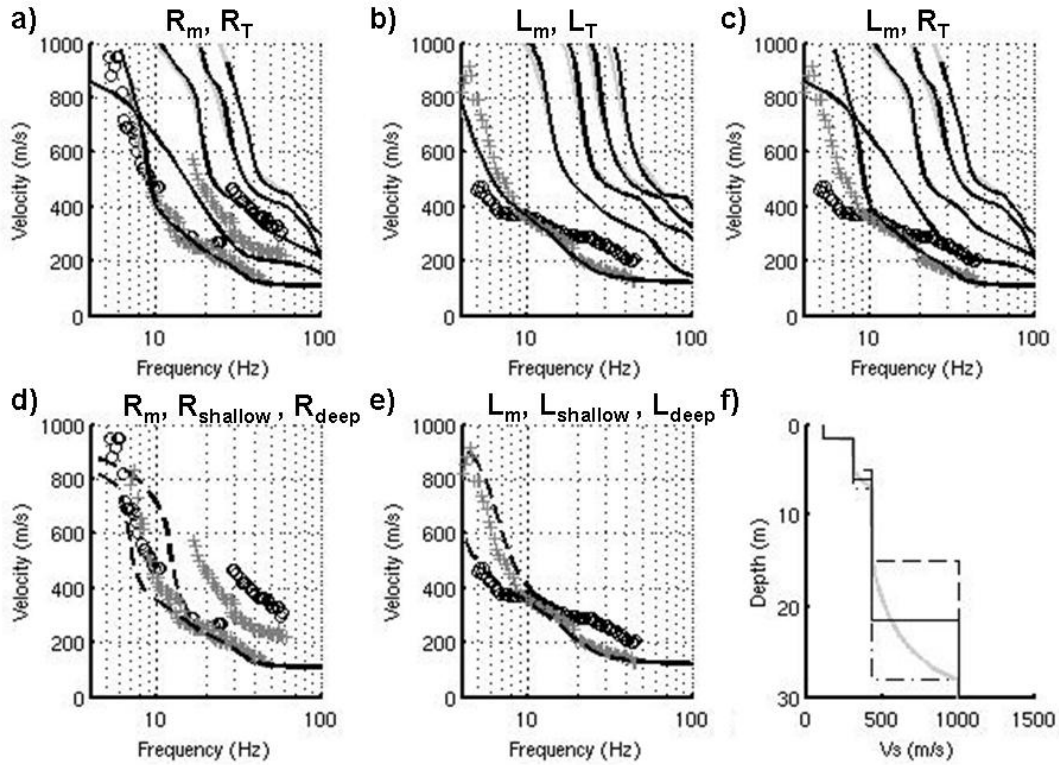


FIG. 4.14 – Comparison of the measured dispersion curves (black circles : down-dip, grey crosses : up-dip) with theoretical dispersion curves of the models estimated from refraction :

- a) measured Rayleigh waves and theoretical 5 first modes of the Rayleigh waves from central (black line) and average (grey line) profiles, which only differ slightly at low frequency.
- b) measured Love waves and theoretical 5 first modes of the Love waves from central (black line) and average (grey line) profiles.
- c) measured Love waves and theoretical 5 first modes of the Rayleigh wave from central (black line) and average (grey line) profiles.
- d) measured Rayleigh waves and theoretical Rayleigh waves from models on both sides of the refraction model (dashed line : shallow side, dashed dotted line : deep side).
- e) measured Love waves and theoretical Love waves from models on both sides of the refraction model (dashed line : shallow side, dashed dotted line : deep side).
- f) continuous line : central profile, grey line : average profile, dashed line : profile on shallow side, dashed dotted line : profile on deep side.

These measured dispersion curves are compared with the theoretical dispersion curves computed from the central profile and the average profile (defined in paragraph 4.2.2 equation 4.4 with $n=2$) derived from the refraction model (Figure 4.14). Because the dipping bedrock is relatively deep, dispersion curves from these two profiles are almost similar, with very slight differences only in the low frequency range of each of the 5 computed modes. For Rayleigh waves (Figure 4.14a), these theoretical dispersion curves are consistent with the measured fundamental and two first higher modes. For Love waves,

the high frequency part (>10 Hz) of the fundamental mode measured with the up-dip propagation (grey crosses in Figure 4.14b) is in good agreement with the one forward modeled from central profile. On the contrary, the high frequency part of the dispersion curve measured from down-dip propagation is different. Comparing it to the Rayleigh waves different modes (Figure 4.14c), it seems that the apparent Love dispersion curve is contaminated with Rayleigh wave energy at high frequencies. It is indeed possible that the profile is actually not perpendicular to the dip of the bedrock, inducing wave conversion. At low frequencies (below 10 Hz), the Love wave dispersion curve measured from down-dip (resp. up-dip) fits the theoretical dispersion curve of the thick (resp. thin) side of the refraction model (Figure 4.14e). Like for the Rayleigh wave on the steepest model of the numerical analysis (section 4.2.2, Figure 4.5), down-dip propagation is slower than up-dip propagation. However, without validation with synthetic tests (which would require the use of a 2D SH simulation code), it is difficult to interpret further these results.

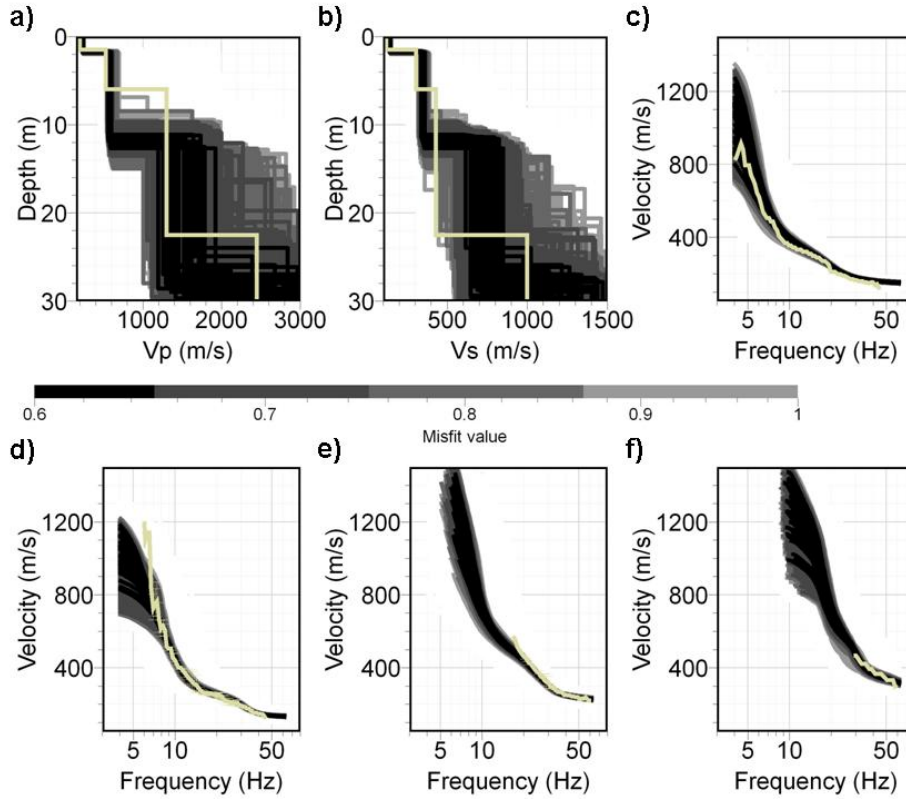


FIG. 4.15 – Results of the inversion of the up-dip Love fundamental model and three Rayleigh waves first modes, presented with a common misfit grey scale. Light brown : central profile derived from refraction. a) resulting V_p profiles; b) Resulting V_s profiles; c) Love fundamental mode; d) Rayleigh fundamental mode; e) Rayleigh first higher mode; f) Rayleigh second higher mode.

Finally, the dispersion curves of the three Rayleigh modes and up-dip Love fundamental mode were jointly inverted with a three layer over half space parameterization. All models with a misfit lower than 1 are presented in Figure 4.15. The resolution is only

good down to about 10 m depth, below which a large range of Vs values explain the data, including the central profile of the refraction model (light brown curve).

To conclude, this active seismic acquisition gave complementary information on the influence of a dipping interface on dispersion curve inversion. First, we found that forward and reverse shots gave similar Rayleigh wave fundamental mode dispersion curves in the low frequency part of the dispersion image, and that at higher frequencies, higher modes dominated the wavefield. The analysis of the horizontal displacements showed that at high frequencies, part of the energy was converted to Rayleigh wave, certainly due to the 3D (and not only 2D) geometry of the ground model / profile configuration. At lower frequencies, measured Love wave velocities were slower for down-dip propagation than for up-dip propagation, consistently with the results obtained for Rayleigh waves in the numerical analysis (section 4.2.2). In this case study, the bedrock was too deep to be well resolved by MASW measurement. However, it is worth to notice that with such a steep interface, increasing the length of the profile would not have improved the resolution of the bedrock because the problem is homothetic.

4.2.3 Array configuration

In this last section, we investigate the influence of a dipping interface on array measurements. We use numerical data computed in the frame of the 2002-2005 SESAME project (*SESAME-project*, 2002a), and the acquisition geometry adopted within the 2006-2009 NERIES project (*NERIES-JRA4*, 2008a). The chosen model, named M3A in the SESAME collection, is a 1×2.2 km 2D geometry dipping along its width with a 10° or 17% slope, from the surface at 450 m to 70 m depth at 850 m (Figure 4.16). Seismic parameters of the two layers are given in Table 4.6. Sources are located at random positions, but away from all receivers (Figure 4.16a). Among all available receiver positions, we chose the 22 ones located in Figure 4.16b in order to reproduce three concentric arrays A (small radius) to C (large radius), with 7 sensors spread around a central one. Figure 4.16c shows three Vs profiles corresponding to these sensors : the profile below the central sensor (dashed line), the average profile (continuous line), as defined in section 4.2.2 equation 4.4 and considering equally all 22 sensors, and the deepest profile (dashed dotted line), i.e. the profile of the thickest part of the investigated area, below sensors C3 and C4 (Figure 4.16).

TABLE 4.6 – *Seismic parameters of model M3A*

Layer	Vp (m/s)	Vs (m/s)	Qp	Qs	ρ (kg/m ³)
1	1350	250	50	25	1900
2	2000	1000	100	50	2500

Available data are 104 s long seismic synthetics sampled at 250 Hz. This is very short for ambient vibration measurements, and influences the quality of the measured dispersion curves. Because of this very short duration, records were divided, for each frequency, in 25-period long time windows overlapping by 50%. This allowed an increased number of time windows to be processed compared to the 50-period long time windows without overlap usually used when long enough data are available, and improved the quality of the dispersion image measured with both FK and HRFK methods. The resulting FK

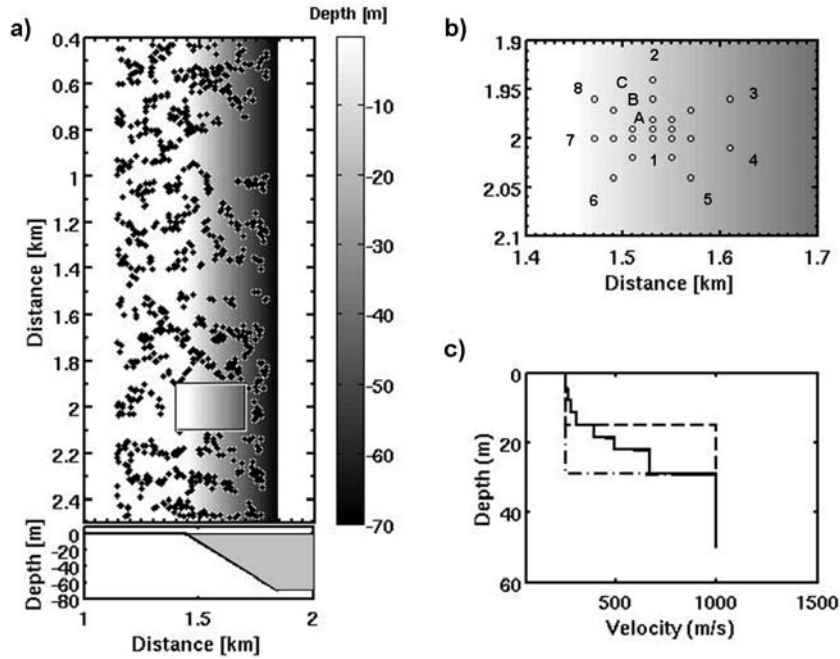


FIG. 4.16 – *SESAME M3A model used for the numerical study. a) Whole area with location of sources. Grey scale indicates the depth of the interface. b) Location of the three concentric 7+1 sensor arrays, with same grey scale. c) Dashed line : central Vs profile; continuous line : average Vs profile (see section 4.2.2 for definition); dashed dotted line : deepest Vs profile below the array.*

dispersion curves are presented in Figure 4.17. Although their amplitude is not very high because of the short duration of the signal, dispersion curves of arrays A and B (Figure 4.17b and c) are relatively well defined. On the contrary, it is not possible to identify any dispersion curve on the image of array C (Figure 4.17a). Figure 4.17d corresponds to the processing of all records at once, which is usually not possible in the field because the different arrays are not acquired at the same time. The resulting dispersion curve is also relatively well defined. Figures 4.17 (e and f) will be discussed below.

The dispersion curve of array A is in good agreement (within aliasing and resolution limits) with the theoretical curve of the central profile (dashed line in Figure 4.17a). On the contrary, the dispersion curve of array B (Figure 4.17b) shows lower velocities than expected from both the central and average profiles. This is even more the case for the dispersion curve computed from all sensors (Figure 4.17c). Both of these dispersion curves lie between the theoretical dispersion curves of the central and deepest profiles. The same results were obtained with the HRFK technique (not shown).

Dispersion curves measured with ambient vibrations on the edge of such a valley may therefore not correspond to the average medium below it, but to a medium with a first layer whose thickness is comprised between the thickness below the central sensor, and the largest thickness below all receivers. This effect results from site effects that induce a larger amplitude of the ground motion at sensors located on the thickest part of the model

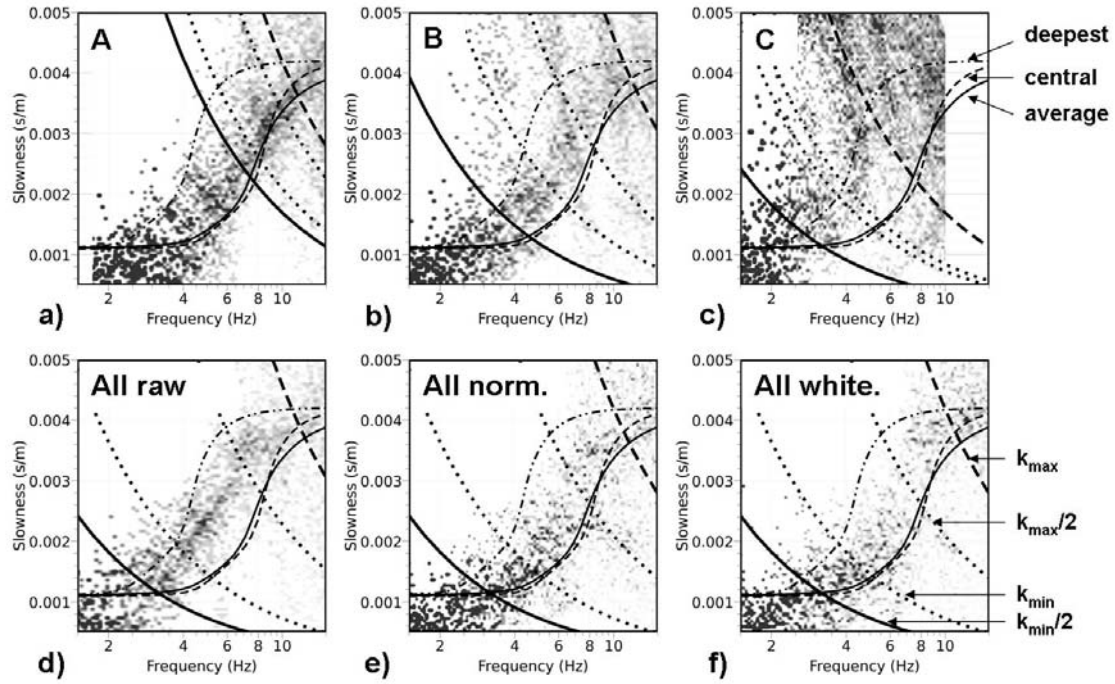


FIG. 4.17 – Dispersion image obtained a) from array A, b) from array B, c) from array C, d) from all 22 sensors. Thick dashed line : aliasing limit (k_{max}) ; thick continuous line : resolution ($k_{min}/2$) limit ; thin lines : theoretical dispersion curves of the central profile (dashed line), average profile (continuous line) and deepest profile (dashed dotted line).

for the studied frequency range (Figure 4.18). Because no signal normalization is applied during the processing, this larger amplitude gives more weight to these sensors, and shifts the dispersion curve toward the velocity values of the Rayleigh wave at this location. On the contrary, it is difficult to identify any dispersion curve when all seismograms are normalized by their maximum (Figure 4.17d) or whitened in the 1.5 - 15 Hz frequency band (Figure 4.17e). In these cases like for the largest array, it is not possible to estimate one single velocity in the considered frequency range because the pseudo Rayleigh wave fundamental model changes too much across the array.

Dispersion curves measured on arrays A and B were combined and inverted with three different parameterizations : one layer over half space, two layers over half space, and one layer with linear increase of velocity with depth over half space. The results are presented in Figure 4.19. Because of the large uncertainty due to the short duration of the seismic signals, a wide range of models explain the dispersion curve within its error bar (misfit < 1). However, if we decide to be more confident in the central value of the dispersion curve, we find that the observed dispersion curve is not so well fitted with the 1 layer over half space parameterization, particularly at high frequencies (Figure 4.19d). None of the inverted models, even with misfit up to 1, is close to the central profile (dashed line in Figure 4.19 a to c). At shallow depths (less than 15 m), velocities are slightly overestimated, particularly for the 1 layer parameterization (between 270 and 350 m/s instead of 250 m/s). At intermediate depths (between 15 and 30 m), velocity values are comprised between the average and the deepest profiles. Finally at large depths (between

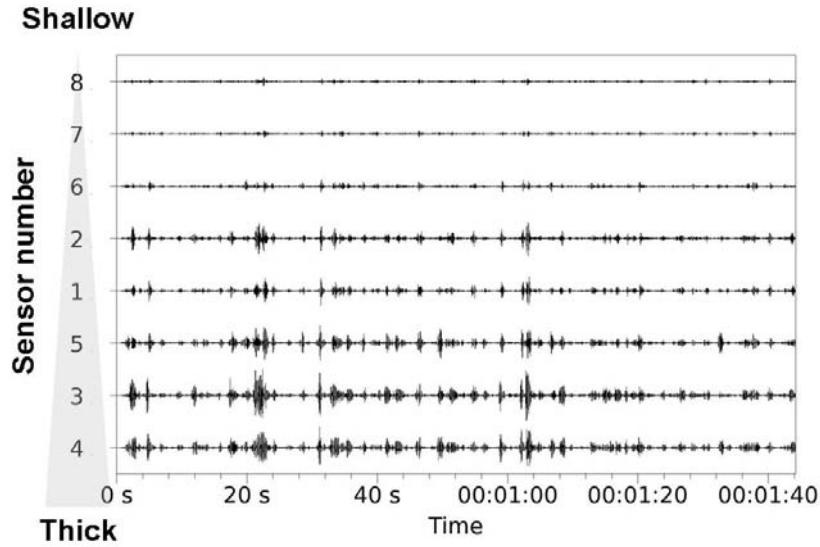


FIG. 4.18 – *Ambient vibration numerical results : vertical signals recorded on array B. Sensors are ordered from shallow (top) to thick (bottom) part of the model. Sensor numbers refer to Figure 4.16.*

30 and $\lambda_{max}/3=640/4/3\approx 50$ m), velocity values are underestimated by the low misfit models.

The dispersion curve measured from all receivers was also inverted with the same parameterizations (Figure 4.20). One layer models that best fit the dispersion curves are close to the deep profile (dashed dotted line in Figure 4.20a), and the best models with a linear velocity law fit at shallow depth the average profile (continuous line in Figure 4.20c). However, like previously, lowest misfits are given by the two layer over half space parameterization. Because the dispersion curve goes at lower frequencies than the one estimated from arrays A and B, the corresponding penetration depth is larger and the velocity of the bedrock is not underestimated.

To summarize, several points were enlightened by this surface wave inversion of ambient noise simulated over a 3D model containing a 2D dipping interface between a soft layer and a half space.

First, we found that the dispersion curve of the second, intermediate size array was shifted toward lower velocities / lower frequencies compared to the profile below the center of the array. This is due to site effects, which amplify the ground motion in the considered frequency range in the thickest part of the soft layer and give more weight to sensors in this area during the processing. Such a shift toward one side of the model could also be linked to the repartition of sources around the array : the dispersion curve would then be closer to that of the part of the model receiving more energy.

Furthermore, no dispersion curve could be derived from the largest array because the model changes too much below it, preventing from retrieving any consistent phase velocity. Consequently, the velocity of the half space was underestimated during the inversion. Moreover, the measured dispersion curve was better fitted with a 2 layer over half space

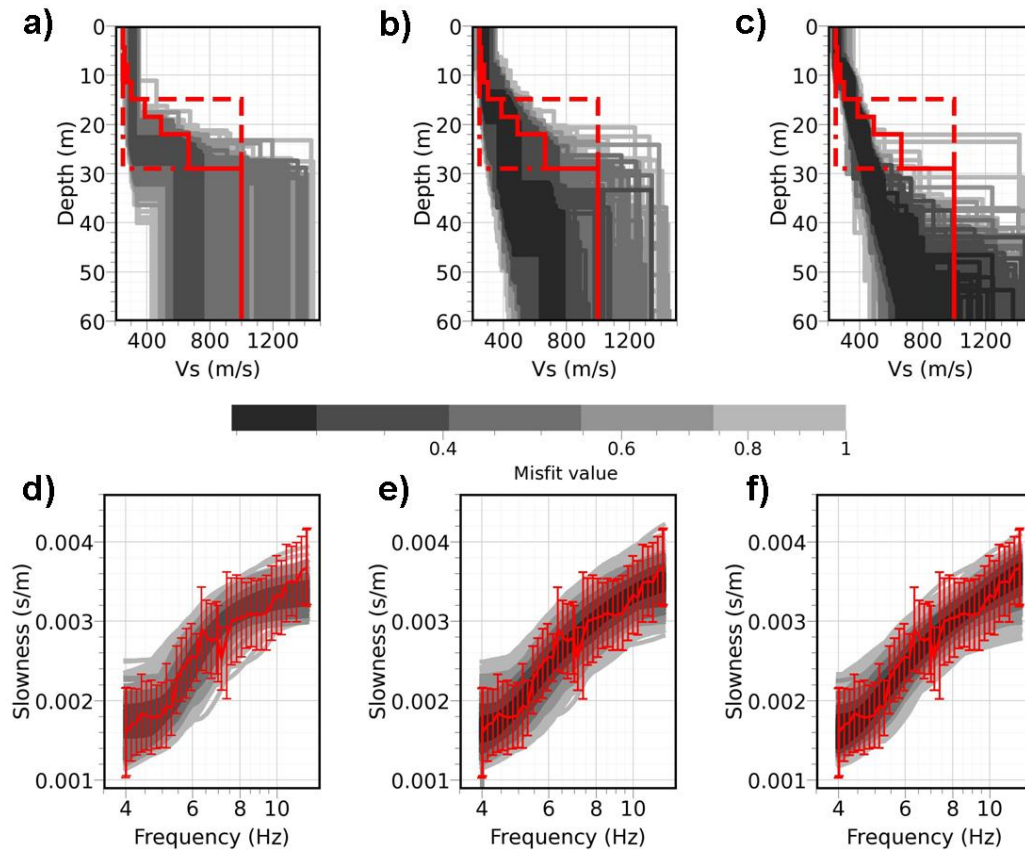


FIG. 4.19 – *Ambient vibration numerical results : inversion of the dispersion curves measured on arrays A and B with : a) and d) one uniform layer over half space, b) and e) two uniform layers over half space, and c) and f) one layer with linear increase with depth over half space. a), b) and c) Resulting Vs profiles; d), e), and f) Corresponding dispersion curves.*

parameterization than with a 1 layer one.

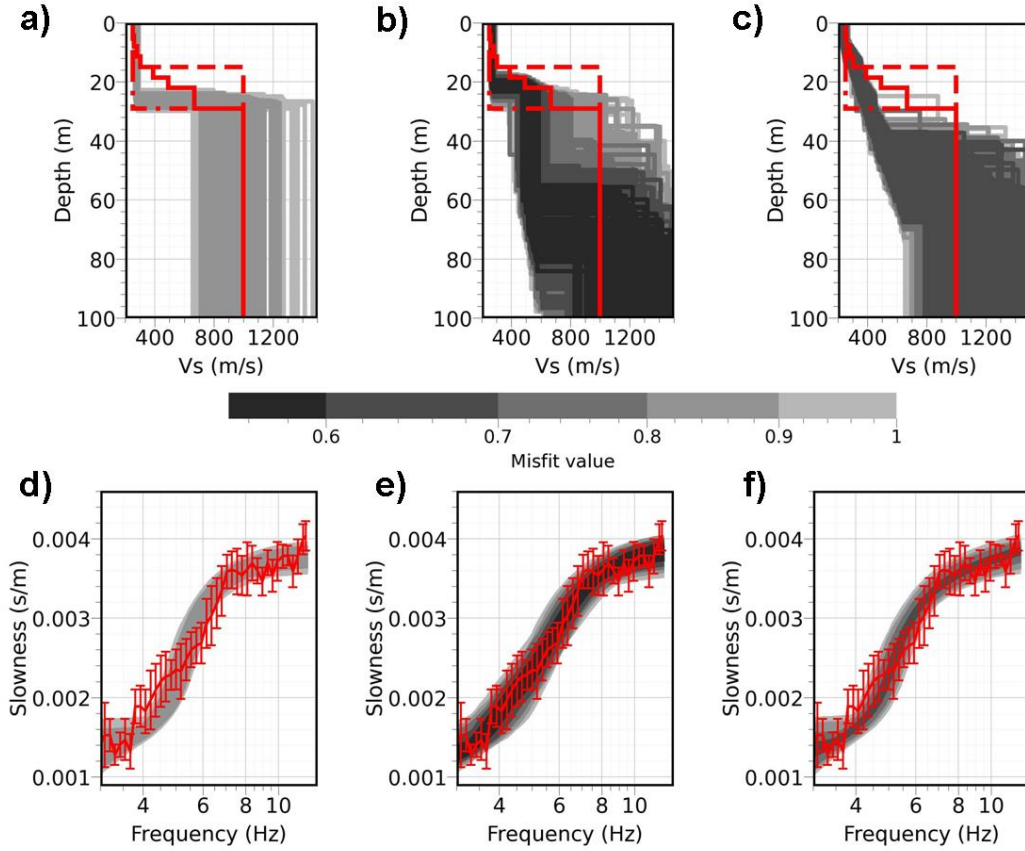


FIG. 4.20 – *Ambient vibration numerical results : inversion of the dispersion curves measured on all receivers with : a) and d) one uniform layer over half space, b) and e) two uniform layers over half space, and c) and f) one layer with linear increase with depth over half space. a), b) and c) Resulting Vs profiles; d), e), and f) Corresponding dispersion curves.*

4.2.4 Discussion and conclusions

In this work, we used both numerical simulations and real data to investigate the influence of a sloping interface on the results of surface wave inversion, and more particularly on Multichannel Analysis of Surface Waves and on AMbient Vibrations Measurements. 2D numerical simulations were performed with a spectral element method to reproduce MASW acquisition. Four models were used, with an interface dipping between 50 and 150 m offset, respectively with 0, 4, 8 and 26% slopes of 5 and 14 m mean depths. Simulated seismograms reproduced shots at 0 and 200 m, and dispersion curves were computed for geophones between 70 and 130 m, and between 40 and 160 m. In a second step, we analysed the vertical and horizontal seismograms acquired on an active seismic profile at the edge of the Colfiorito basin (Italy). At this location, refraction analysis on the same data showed a 20% slope at about 22 m depth at the center of the profile. Finally, one simulation of the SESAME project was used to reproduce AMV measurements with three arrays of about 20, 40 and 90 m radius over a 17% dipping interface at 20 m mean at the

center of the arrays. The time length of these simulation was limited to 104 s, and the related results should therefore be considered with caution.

These three studies enlighten several points regarding both observed dispersion curves and inverted shear wave velocity profiles.

– Measured dispersion curves

First, surface waves velocities are independent from direction of propagation for gentle slopes (4 and 8%) in the MASW numerical simulations, and for Rayleigh waves in the real MASW acquisition. On the contrary, measured velocities are higher (resp. lower) for up-dip (resp. down-dip) propagation at low frequencies on the steep (26 %) slope of the MASW numerical simulation and for Love waves of the real data acquisition. These differences are due to interferences with waves diffracted at the edges of the dipping interface.

The high frequency part of the dispersion curves measured on all 4 MASW numerical simulations (with 0 to 26% slope) is well fitted with the theoretical dispersion curve of an equivalent average profile (equation 4.4). On the other hand, dispersion curves measured from ambient vibration simulations are influenced by the differences in energy recorded at each receiver, which may be due to differential site amplification or to source repartition. The dispersion curve measured over a dipping interface is therefore not equal to the theoretical dispersion curve of the profile below the center of the survey, but to a weighted average of the theoretical dispersion curves below each of the sensors of the acquisition.

Furthermore, when computed for the long spreads (40 - 160 m) overlying the corners of the dipping part of the MASW numerical model, estimated dispersion curves depend on the processing technique (FK or HRFK). For ambient vibration simulations, no dispersion curve can be measured from the largest array of the ambient vibration simulations. Such large lateral variations may therefore be detected by checking the quality of the dispersion curve and the consistency between results estimated from different processing techniques.

Finally, down-dip propagating Love waves measured in Colfiorito are contaminated at high frequencies with Rayleigh wave energy. This effect certainly results from wave conversion at the bedrock interface, whose dip was probably not in line with the profile. More complex effects may therefore be expected for geometries more complicated than the dipping interface case investigated here.

– Inverted Vs profiles

In most cases, inverted Vs profiles do not correspond to the Vs profile below the center of the survey. This is only the case for the gentle 4% and 8% slope models of the MASW numerical simulation. As expected from the discussion on dispersion curves, the 1 layer over half space profiles inverted from the dispersion curve estimated from all sensors of ambient vibration simulations match the profile below the thickest part of the investigated area. However, this dispersion curve is better fitted with a 2 layer over half space parameterization, and the resulting profiles overestimate the thickness of the soft layers. Moreover, when inverting the dispersion curve estimated with successive, concentric arrays like usually performed in the field, bedrock depth is also overestimated, and bedrock

velocity is underestimated, due to the impossibility of measuring a dispersion curve from the largest array. Finally, both the Vs profiles inverted from the steep (26%) slope of the MASW numerical simulation and the best models inverted from real MASW acquisition underestimate both the depth and the shear wave velocity of the bedrock.

4.3 Detecting and imaging 2D/3D sites

4.3.1 Introduction

The first part of this chapter enlightened that surface wave inversion at sites with 2D/3D geometries may provide velocity profiles with fictitious velocity gradient above a bedrock whose depth may be misestimated and/or whose velocity may be underestimated. It is therefore necessary to be able to evaluate the validity of the 1D approximation when performing site characterization.

The aim of the second part of this chapter is to review the different techniques available for detecting 2D/3D geometries of the subsurface. It is useful to remind here the importance of performing a preliminary survey to gather all available knowledge before any site characterization. Information derived from topography, geology, or any geotechnical or geophysical previous survey will help better understanding the site configuration.

Numerous geophysical techniques allow 2D or 3D imaging of the subsurface, among which the most widespread are the seismic, geoelectric and gravimetric techniques. However, site effects being more sensitive to the shear modulus of the subsurface, the tool proposed in NERIES - JRA4 for site characterization gathers a set of seismic techniques. These ones are sensitive to impedance contrasts which do not necessarily correspond to contrasts in other physical properties. We therefore concentrate hereafter on seismic methods. After briefly reminding the characteristics of the sites used in this section (all details were presented in chapter 2), the second part focuses on simple seismic tools allowing a quick detection of 2D/3D features. In the third part, we propose a procedure for the European strong motion site characterization using the seismic programs used within NERIES - JRA4, that takes into account the geometry of the investigated site. As enlightened in the introduction of this chapter, we concentrate here on these 2D/3D structures at the scale of the investigation. Larger 2D/3D structures affecting wavelengths longer than the ones recorded with subsurface geophysical acquisitions may be present at sites defined here as 1D, and may induce 2D/3D amplification effects at lower frequencies.

4.3.2 Site description and data acquisition

All sites and acquisitions are described in details in chapter 2.

In this section we use active seismic data from :

- Colfiorito - SM, where the sediments are horizontally stratified,
- Colfiorito - BE, where the bedrock dips from 15 to 28 m depth below the profile,
- Cerreto, where the profile was set on the limit between the alluvia and the mountain side debris,
- Knidi, where the refraction analysis enlightens a slightly dipping interface at very shallow depth.

Moreover, we use passive data from :

- Avignonet, above a dipping bedrock,



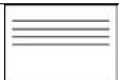





- Cerreto, on one side of a narrow valley in the central Appenines,
- Bolu, where the surface wave inversion performed on ambient vibration measurements results in profiles without any strong velocity contrast,
- Tolmezzo, on the crest of a 100 m high, 100 m wide ridge.

Acquisition parameters are gathered in Table 4.7, and the geological informations are synthesized in Table 4.8. The pictograms are used below to remind the seismic structure (Vs) at the different sites.

TAB. 4.7 – *Acquisition parameters at all sites*

SITE	array (number : radius [m])	profile (length [m])
Avignonet	3 : 10, 30, 50	
Bolu	4 : 5, 15, 45, 100	
Colfiorito, SM	2 : 20, 80	115
Colfiorito, BE		69
Cerreto	4 : 5, 15, 20, 80	35
Knidi		35
Korinthos	4 : 5, 15, 35, 50	
Tolmezzo	2 : 5, 15	

TAB. 4.8 – *Synthesis of the site description with associated schematic representations.*
ACQ : Type of acquisition (P=profile, A=array).

SITE	ACQ	Description	Pictogram
Avignonet	A	Deep bedrock dip	
Bolu	A	No strong velocity contrast (?)	
Colfiorito SM	P	Shallow 1D	
Colfiorito BE	P	Deep bedrock dip	
Cerreto	P	Sharp lateral variation	
Cerreto	A	2D valley	
Knidi	P	Shallow interface dip	
Tolmezzo	A	Topography	

4.3.3 Detecting 2D/3D sites

Very simple tools may be used for detecting 2D/3D features : seismograms, spectrograms, dispersion curves and first arrival times with active seismics for information at shallow depths, H/V ratios computed from ambient vibration measurements for information down to larger depths. Almost all of these tools can be available in the field, and may be used for adapting the imaging technique during acquisition.

Active seismics

– Seismograms

Simplest observables derived from active seismics are the seismograms. Figure 4.21 shows vertical seismograms of forward and reverse offset shots recorded at Colfiorito - SM (1D, a and b), Colfiorito - BE (deep bedrock dip, d and e), Cerreto (sharp lateral variation, g and h) and Knidi (shallow bedrock dip, j and k). Because sources are located at the surface, Rayleigh waves dominate the recorded signals. In Colfiorito - SM, these ones present constant phase and group velocities on both shot gathers. On the contrary, surface wave velocity varies continuously along the profile in Colfiorito - BE, being faster on the thinnest side (around 0 offset) and slower on the thickest one (around 70 m offset). This is also the case in Knidi, where velocities are slower around 0 than around 35 m. In Cerreto, the phase velocity changes sharply in the middle of the profile, where the change in medium is known to be located. The analysis of seismograms therefore gives a first indication on the presence of lateral heterogeneities of the subsurface.

– Lateral spectrograms

The lateral spectrograms computed on middle shot gathers of the same surveys are also shown in Figure 4.21 (c, f, i and l). They correspond to the normalized Fourier amplitude spectra, laterally smoothed with a 5 trace average filter. On all spectrograms, the diminution of the dominant frequency when increasing the distance to shot point results from attenuation, more important at high frequencies.

The spectrogram at Colfiorito - SM (1D, Figure 4.21c) is exactly symmetric around the shot point ; the one at Colfiorito - BE (deep dipping bedrock, Figure 4.21f) is almost symmetric. On the contrary, at Knidi and Cerreto (Figure 4.21 i and l), where there are lateral variations in the near surface, the spectrograms are not symmetric. The symmetry of the lateral spectrogram of the middle shot gather therefore gives a quick complementary information on lateral variations in the upper part of the subsurface.

Both seismograms and spectrograms give indications on lateral variations down to the penetration depth of the dominant frequencies. These ones are typically comprised between 10 and 40 Hz for cheap active seismic surveys performed with light source (hammer), depending on the soil characteristics and the survey length. For soils with V_s between 100 and 300 m/s like here, the penetration depth of these dominant frequencies ($\lambda_{max}/3$) is not larger than 10 m.

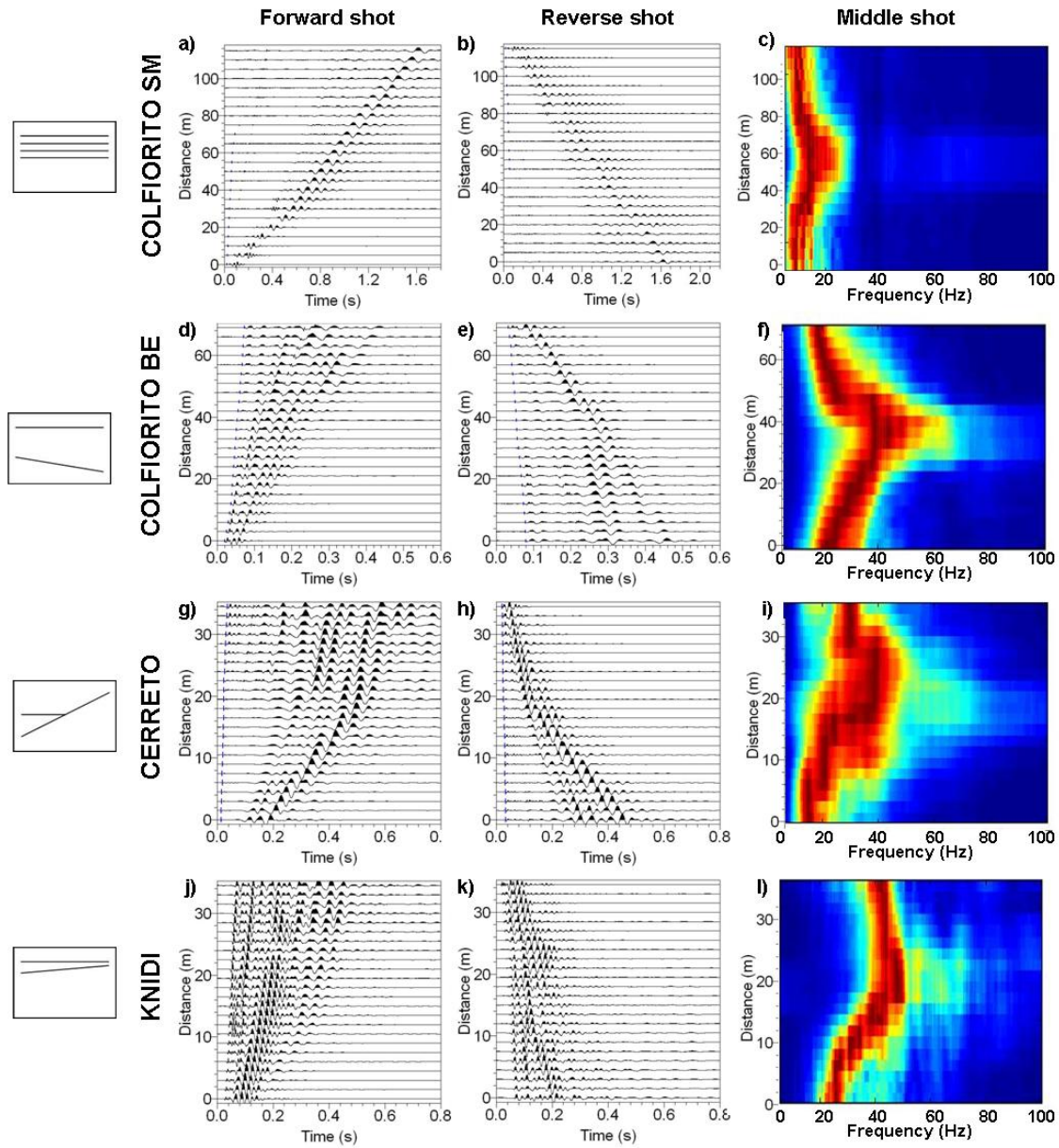


FIG. 4.21 – Seismograms of the forward shot gathers (a, d, g, j) and reverse shot gathers (b, e, h, k); lateral spectrograms of the middle shot gathers (c, f, i, l). a) to c) Colfiorito - SM (1D), d) to f) Colfiorito - BE (deep bedrock dip), g) to i) Cerreto (sharp lateral variation) and j) to l) Knidi (shallow interface dip).

– Dispersion curve comparison

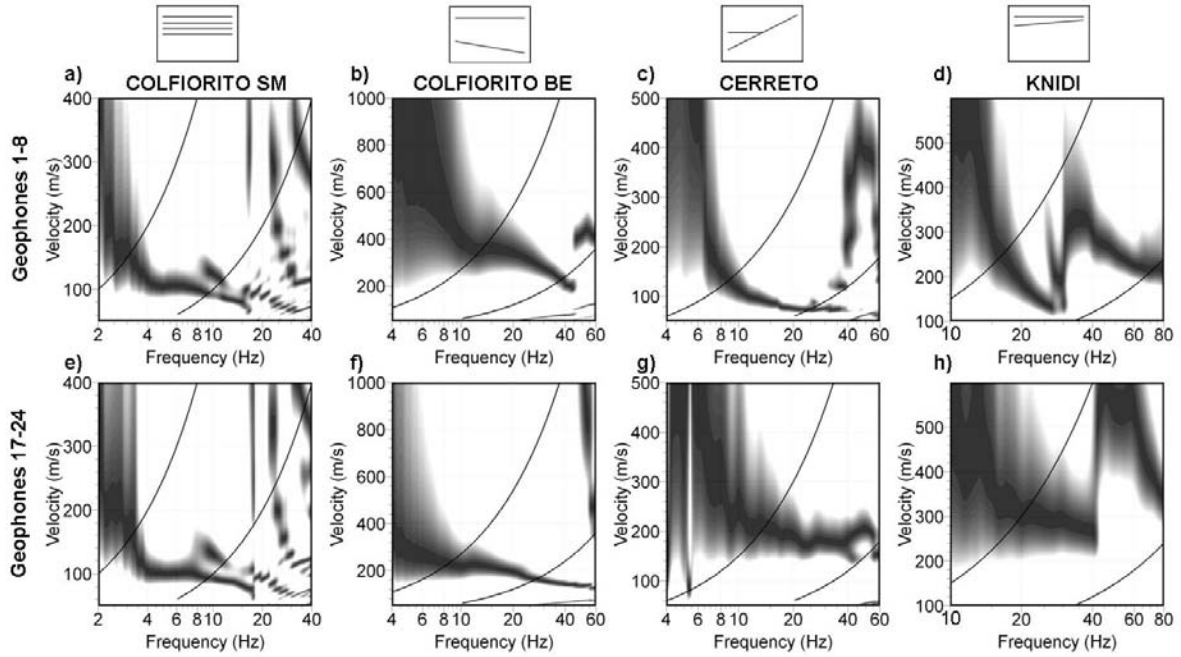


FIG. 4.22 – Dispersion curves computed on both sides of the central shot at a) Colfiorito - SM (1D), b) Colfiorito - BE (deep bedrock dip), c) Cerreto (sharp lateral variation) and d) Knidi (shallow interface dip). Top : geophones 1-8, Bottom : geophones 17-24. Thin lines indicate the resolution and aliasing limits.

Figure 4.22 presents the dispersion curves calculated on both sides of the middle shot, for the same 4 surveys (Colfiorito - SM, Colfiorito - BE, Cerreto and Knidi). At each site, they were computed from geophones 1-8 and 17-24. Black lines indicate the aliasing and resolution limits. The two dispersion curves computed in Colfiorito - SM (1D) are very similar (Figure 4.22 a and e). Both of them show the fundamental mode on a large frequency range, and a higher mode around 8 - 10 Hz. Even the aliased energy, observed at frequencies higher than 20 Hz, is comparable. On the contrary, dispersion images computed at the three other sites are very different from one side of the spread to the other. In Colfiorito - BE and Knidi, surface wave velocities are higher on the thinnest part of the first layer (geophones 1-8 in Colfiorito - BE, Figure 4.22 b, and geophones 17-24 in Knidi, Figure 4.22 h, respectively) than on the thickest one (Figure 4.22 f and d respectively). In Cerreto, velocities are, as expected, higher on the mountain side debris (geophones 17-24, Figure 4.22 g) than on the alluvia (geophones 1-8, Figure 4.22 c). Maximum wavelengths observed on these dispersion curves range between 15 m (Knidi and Cerreto, Figure 4.22 c, d, g and h) and 45 m (Colfiorito - SM, Figure 4.22 a and e). The penetration depth is therefore never larger than 15 m.

– First arrival times

Finally, Figure 4.23 shows the SH first arrival times identified on the 4 surveys. Again, the graph corresponding to Colfiorito - SM is symmetric whereas the others are not : arrival times are longer on the thickest side (right side for Colfiorito - BE, Figure 4.23b, left sides

for Cerreto and Knidi, Figures 4.23 c and d) than on the thinnest one. With 115 m long profiles, the penetration depths of the refracted waves (depending on the velocities) is rarely greater than 25 m (chapter 1).

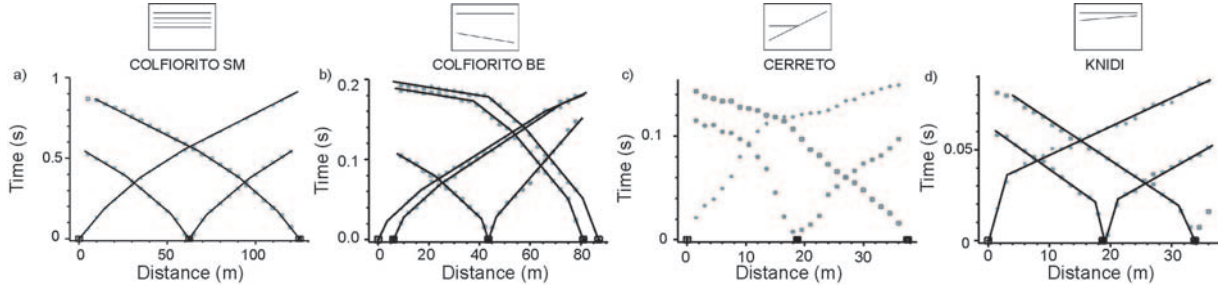


FIG. 4.23 – *SH first arrivals times at a) Colfiorito - SM (1D), b) Colfiorito - BE (deep bedrock dip), and c) Cerreto (sharp lateral variation), and d) Knidi (shallow interface dip).*

Thanks to the computers nowadays available, the three tools mentioned in the previous paragraphs (seismograms, spectrograms and dispersion curves) can be visualized in the field during the acquisition with simple automatic processing algorithms. On the contrary, arrival times picking requires a manual intervention, that takes time and can not always be performed in the field.

Passive seismics

Passive seismics are usually processed in two different ways : estimation of the H/V curves and determination of the autocorrelation and/or dispersion curves. These three techniques are described in details in chapter 1. Because the FK and SPAC techniques assume a 1D medium to compute the dispersion or autocorrelation curve, no information on site geometry can be derived from these curves. On the contrary, the lateral variations of the H/V curves computed at all stations of an acquisition may help distinguishing between 1D sites and other geometries.

– Shape of the H/V curves

Figure 4.24 shows all H/V curves computed on the largest array in the sites of Colfiorito - SM (a), Cerreto (b), Bolu (c) and Tolmezzo (d).

In Colfiorito - SM (1D site, Figure 4.24a), all H/V curves show a clear peak around 0.6 Hz, that completely fulfills the clarity criteria (defined in section 1.3.3 page 38). This frequency therefore corresponds to the fundamental frequency at this location, which may correspond to 1D, 2D or 3D resonance. Moreover, 1) the distribution of the energy in the 2D wavenumber plane (k_x, k_y) (Figure 4.25) shows that the waves propagate at this frequency with a single velocity around 300 m/s (i.e. plausible velocity), and 2) the azimuthal representation of the H/V ratios shows that the peak is at the same frequency for all directions. Such observations are typical of 1D sites with a strong velocity contrast and support the 1D resonance.

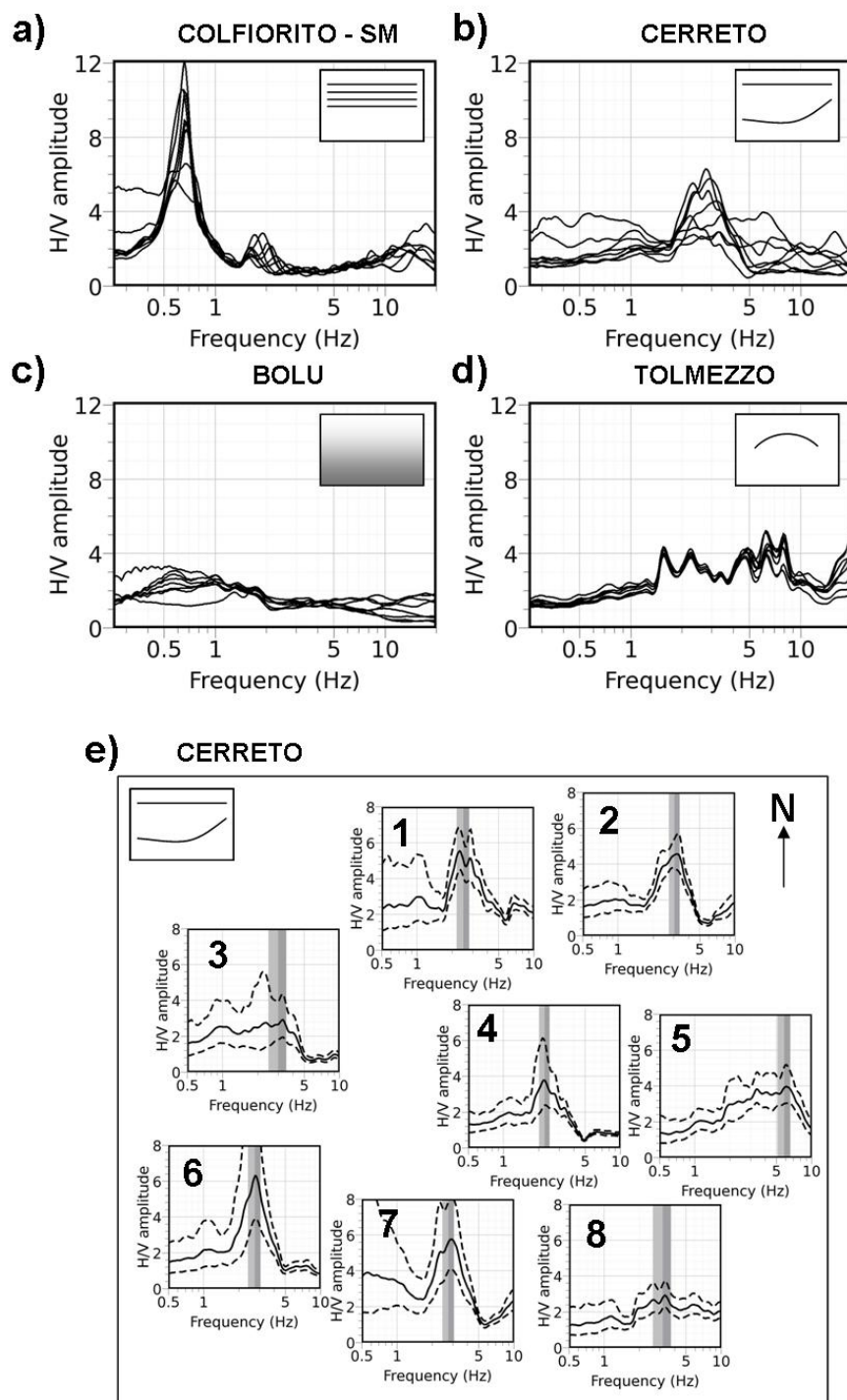


FIG. 4.24 – H/V curves of the outer arrays of a) Colfiorito - SM (1D), b) Cerreto (2D valley), c) Bolu (no strong velocity contrast, and d) Tolmezzo (top of ridge). e) H/V curves of the same array in Cerreto, represented individually.

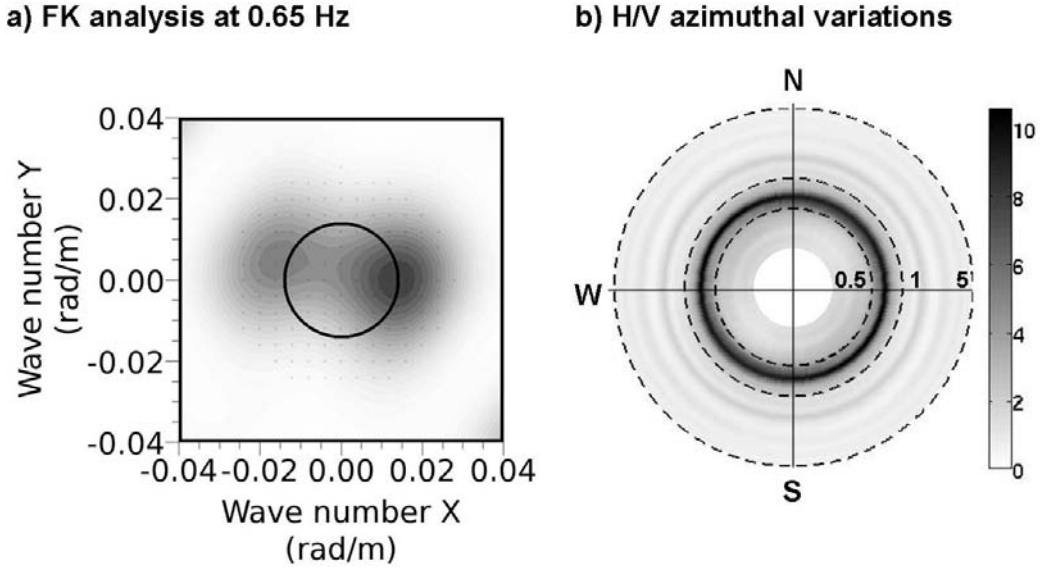


FIG. 4.25 – a) FK analysis on the largest array of Colfiorito - SM : repartition of the energy in the (k_x, k_y) plane at 0.65 Hz, the fundamental frequency of the site (Figure 4.24a). The black circle represent all 300 m/s velocity values. b) Azimuthal variation of the H/V ratio. North is up, East is right. Dashed lines indicate frequencies of 0.5, 1 and 5 Hz.

In Cerreto (dipping bedrock in a 2D valley, Figure 4.24b and e), all H/V curves are different. Some of them (stations 1, 2, 4, 6 and 7) show a relatively well defined peak that fulfill the clarity criteria. They mainly correspond to stations located in the center of the valley (Figure 4.24e). On the contrary, stations located close to the edge of the valley (number 5 and 8) do not have a clear peak, but a large bump of small amplitude, in agreement with the few observations noted in the literature for 2D/3D sites (*SESAME-project*, 2004a; *Guillier et al.*, 2006; *Uebayashi*, 2003). The shape of the H/V curve and its large uncertainty observed at station 3 (on travertine) suggest that the propagation is also complex at this location (*Bonnefoy-Claudet et al.*, 2009).

In Bolu, surface wave inversion result in an apparent velocity gradient (chapter 2). All H/V curves are relatively flat (Figure 4.24c), as expected for sites with no strong velocity contrast (*Bonnefoy-Claudet et al.*, 2006a). However, 2D/3D structures may also lead to such flat H/V curves (*Uebayashi*, 2003) and to vertical seismic profiles inferred from surface wave inversion exhibiting velocity gradient (section 4.2). In the lack of complementary information, the presence of 2D/3D structure in Bolu can therefore not be excluded.

Finally in Tolmezzo (on a crest, Figure 4.24d), all curves are very similar and have values above 2 on a broad frequency band, between 1.5 and 10 Hz. Such amplification is representative of 2D/3D structures. Several peaks of amplitude up to 4 are seen at all stations and are probably due to the activity of the dam on the western side of the hill.

To conclude, the shape of the H/V curves may be a first indicator on the geometry of the site. Sites presenting a clear peak at all stations - and lateral propagation inferred from array analysis - are probably at least locally 1D at the scale related to the wavelength corresponding to the frequency of the peak. Sites without any sharp velocity contrast show flat curves or curves with large bumps. However, such large bumps may also be linked to 2D/3D effects. In such cases, the type of geometry can not be surely determined from H/V ratios. Finally, when all H/V curves are different or present 2D/3D resonance patterns, the site is clearly 2D/3D.

– Lateral variations of the H/V frequency peak

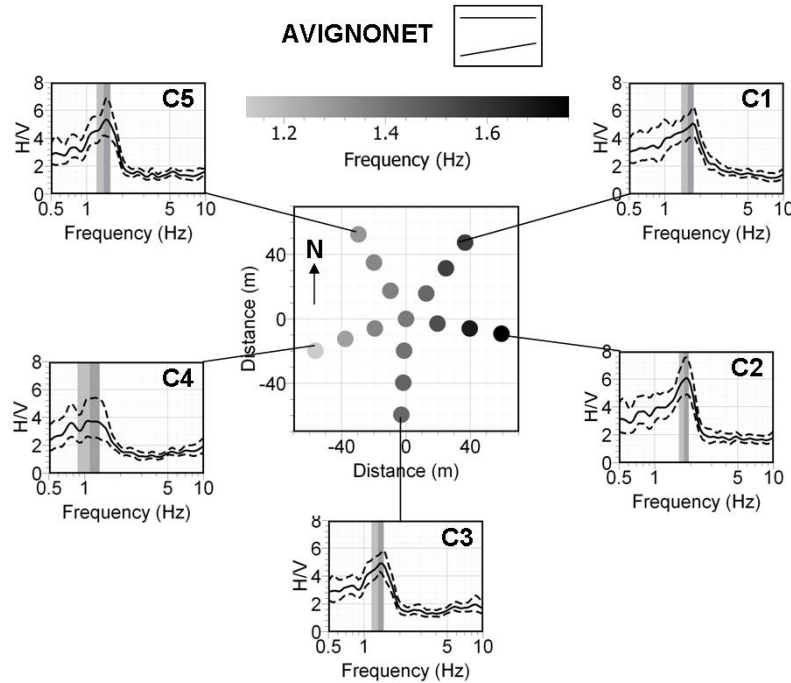


FIG. 4.26 – *H/V analysis in Avignonet (deep dipping bedrock). Inner graph : lateral variations of the frequency of the peak indicated with the grey scale; outer graphs : individual H/V curves on the outer array.*

When one peak fulfilling the clarity criteria can be observed at all stations of an array, the lateral variations of the frequency peak is another indicator of the geometry of the site. This is illustrated in Figure 4.26 with measurements performed in Avignonet (deep dipping bedrock). The central graph shows the lateral variations of the frequency peak, and outer graphs present the H/V curves measured at each station of the outer array. Frequencies are regularly increasing to the east, in good agreement with the decreasing thickness of the clay layer. Peaks are well defined at stations C2, C3 and C5, whereas the H/V peak is not so clear at stations C1 and C4, certainly due to 2D/3D effects at these locations.

Synthesis

To summarize, active seismics may provide information on the geometry of the subsurface at shallow depth (less than 20 m) from 1) velocity variations observed on seismograms, 2) symmetry of the middle shot lateral spectrogram, 3) comparison of dispersion curves computed on both sides of the middle shot, and 4) symmetry of first arrival times plot. The former three tools may be used in the field for adapting the acquisition to the complexity of the site (considering a complexity at this small scale).

The H/V curves measured from ambient vibration measurements on array configurations may give information on the geometry at larger depth, or may in some cases provide clues on 2D or 3D resonance. Important points are the shape of the H/V curves, and, if peaks are clear, the lateral and azimuthal variations of their frequencies. These informations concern depths or widths related to the wavelengths of the observed frequencies, but 2D/3D amplification effects at lower frequencies can not be inferred from such observations.

4.3.4 Procedure for site characterization

As mentioned in the last section, active and passive seismics have different penetration depths. Active seismic techniques are more appropriate for geotechnical investigations down to a few tens of meters, whereas ambient vibration measurements may provide information on the whole soil column, as required for site effect estimation.

For shallow site investigations, it is possible to consider active seismic surveys during which a first shot is given in the center of the profile. Complex features may then be identified from the symmetry or asymmetry of the lateral spectrograms and from the comparison of the dispersion curve on both sides of the shot. In such case, the number of shots on the profile and the design of the next profiles may be adapted to the complexity of the site.

However, as the NERIES - JRA4 activity aims at providing tools for site effect estimation at the European strong motion stations, a deeper investigation with array acquisition is recommended. In order to provide information on site geometry from the same dataset, we propose a procedure based on array acquisition, that uses the criteria on H/V curves mentioned above for detecting possible 2D/3D geometries or 2D/3D site effects. This procedure consists of three main steps, including 1) preliminary study, 2) ambient vibration measurements and interpretation, and 3) if needed, complementary investigations.

1. Preliminary site information

Before planning any site investigation, it is highly recommended to gather all information available for the targeted site : topography, geology or previous geotechnical or geophysical measurements will be useful for a better interpretation of the surface wave inversion results.

Sites with marked 2D or 3D features such as basin edges or embanked valleys should be in most cases at least guessed from the geological map and a minimum knowledge of the geological history. In order to estimate properly the seismic amplification at such sites, techniques allowing a more detailed imaging of the subsurface than surface wave inversion of ambient vibration measurements should be applied. However, 2D/3D geometries may also be met in case of buried paleo-topography, which may remain unknown in case of absence of previous geophysical surveys.

2. Ambient vibration measurements

At sites where no 2D/3D structure can be recognised from step (1), ambient vibration measurements should be recorded following the measurement guidelines given in the SESAME project (*SESAME-project*, 2002b). The H/V curves computed at all stations may then give indications on the site geometry, and the reliability of the surface wave inversion results in view of estimating site effects. We assume here that the reliability criteria defined in the SESAME project have been checked for all curves, and that the possible industrial origin of the H/V peaks has been ruled out.

On the computed H/V curves, clear peaks may be observed at all, some or none stations. The following points are synthesized in Figure 4.27.

- Case A : all H/V curves show a peak that fulfill the clarity criteria defined in the SESAME project.

Clear peaks have been shown to be related to the site fundamental frequency. If all curves present a clear peak at constant frequency, this fundamental frequency may be linked to 1D, 2D or 3D resonance. 1D resonances may be distinguished from 2D or 3D resonance with analysis of FK results or azimuthal variations of the H/V ratio : 1D resonances present propagating waves (i.e. with finite velocities inferred from FK analysis), and H/V peak at a constant frequency independent of azimuth. On the contrary, 2D or 3D resonances are linked with standing waves (apparent infinite velocities), and H/V ratios with distinct frequency peaks in different directions. However, FK analysis only gives information at the resonance frequency only when it lies within the array resolution limits.

In case of 2D or 3D resonances, no information on the type of geometry can be inferred from H/V ratios, and complementary investigations should be performed (case (4) in Figure 4.27). In other cases, the frequency of the peak is equal to the site 1D fundamental frequency f_0 (*Bonnefoy-Claudet et al.*, 2006a). If this frequency is constant across the array, the site is clearly 1D, and results of surface wave inversion from array measurements are reliable (case (1) in Figure 4.27). If this frequency varies from station to station, the site is smoothly 2D, and surface wave inversion provides an average velocity profile below the survey (case (3) in Figure 4.27). However, this average may be biased toward sensors receiving more energy (due to source repartition, or to differential amplification effects as the ones observed on ambient vibrations simulation in section 4.2), and bedrock depth may be misestimated.

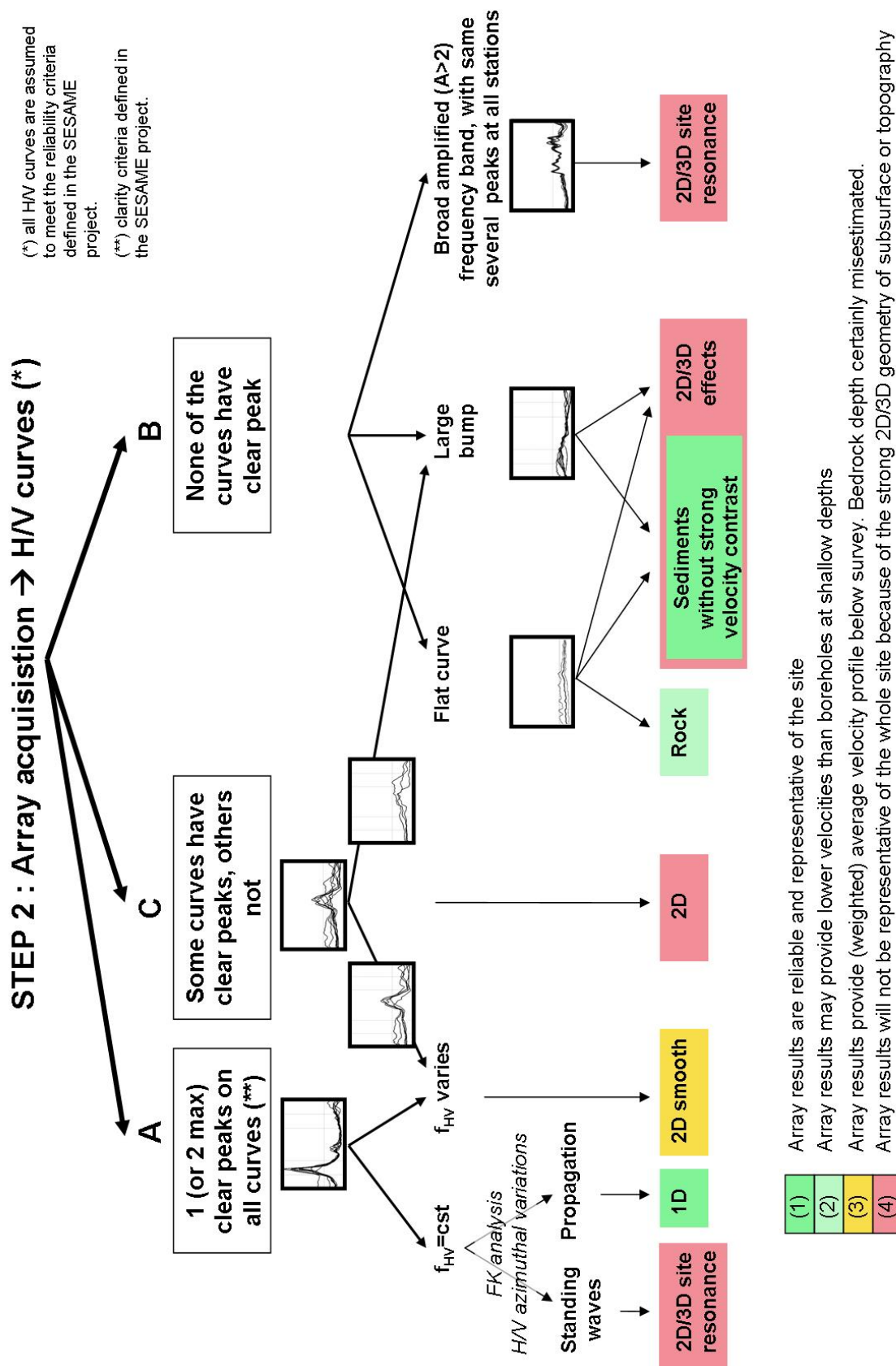


FIG. 4.27 – Graphical representation of the 2nd step of the procedure proposed for site characterization, in the aim to detect 2D/3D characteristics from ambient vibration measurements. (1) to (4) refer to text.

- Case B : none of the curves present such a clear peak.

Several shapes of H/V curves may not allow the identification of any clear peak.

The first case is the one of a flat curve, of constant amplitude equal to 1 (case (2) in Figure 4.27). Such H/V curves have been observed on unweathered rock sites, which can then be considered as good sites to be used as reference in site/reference amplification studies. Surface wave inversion results on the 2 rock NERIES sites provided lower velocities than borehole measurements at shallow depth (section 3.1). However, the 2 sites from which these conclusions were drawn do not present flat H/V curves with a unit amplitude as discussed here. Such a flat curve has also been observed in one site with stiff sediments, in Tehran (*SESAME-project*, 2004a). In that case, conclusions about site geometry are the same as for large bumps, discussed in the next paragraph (case (4) in Figure 4.27).

H/V curves may also present a large bump of low amplification (as in Bolu, Figure 4.24c). Such curves may be observed in two types of sites : at 1D sites where no strong velocity contrast separates sediments and bedrock, and above steeply dipping interfaces (*Uebayashi*, 2003). Ambient vibration results are reliable in the first case, but not in the second one. As it is impossible to distinguish between them from H/V curves, we recommend to perform further investigations for the site characterization (case (4) in Figure 4.27).

Finally, H/V curves may exhibit a large frequency band with H/V larger than 2 and several peaks of larger amplitudes (as in Tolmezzo, Figure 4.24b). These curves result from 2D/3D resonance effects, due to 2D/3D geometries either of the topography (like in Tolmezzo) or of the subsurface (e.g. deep and narrow basin or valley). A single Vs profile is therefore not sufficient for estimating site effects, and further tests are required (case (4) in Figure 4.27).

- Case C : some curves show a clear peak, others do not.

In between the two above mentioned cases, H/V curves may present variable shapes across the array, some with clear peaks and others without. Such differences also indicate lateral variations in the subsurface. If the clear peaks occur at frequencies corresponding to wavelengths shorter than the array aperture and can be related to 1D resonance like described in the first paragraph, ambient vibration measurements may be restricted to the area where they are observed. On the contrary, if the clear peak occurs at frequencies corresponding to wavelengths longer than the array aperture, it very probably indicates a 2D or 3D structure and array measurements should be interpreted with caution. Moreover, further tests should be performed for a complete site investigation below the sensors with no clear peak.

3. Complementary site investigations

- At 1D sites

Depending on the frequency content of noise sources, and on the aliasing limit of the smallest array, it may not be possible to estimate the dispersion curve at high frequencies. In such cases, a supplementary small size MASW survey may help completing the dispersion curve at these frequencies.

– At sites with possibly complex geometries

At sites where 2D/3D effects are expected from the preliminary survey, or suspected from the analysis of H/V curves, more detailed, thus more expensive investigations are needed for a complete site investigation. SH seismic refraction tomography or SH reflection (described in section 1.2.1) may be applied for deriving the shallow part of the 2D shear wave velocity structure, down to at most 100 m with seismic reflection. For deeper imaging, geomagnetic or gravimetric techniques or P wave reflection may be required for retrieving strong geological contrasts such as the sediment/bedrock interface, that will also be shear wave velocity contrast. Shear wave velocities will then have to be estimated from borehole experiments or values extracted from the literature. In any case, possible 2D/3D site amplification effects at frequencies lower than the ones measured with surface wave inversion can only be estimated from such large scale studies associated to numerical simulation of the wave propagation, or from the analysis of strong motion records.

4.3.5 Conclusion

This section discussed the possibility to detect 2D/3D sites on which surface wave inversion of ambient vibration measurements may not be reliable. In a first part, examples were given for presenting available simple seismic tools allowing the detection of 2D/3D features. In a second part, a procedure was proposed for a systematic analysis of possible 2D/3D configurations, based on the H/V curves measured from ambient vibration measurements.

The importance of a preliminary survey gathering all available topographical, geological or geotechnical information was highlighted. Moreover, we insisted on the scale of the 2D/3D features considered here : this one is related to wavelengths observed with the geophysical survey, which do not exclude lateral variations at larger scales and related possible 2D/3D site amplification effects.

Chapitre 5

Caractérisation et évolution du glissement de terrain d'Avignonet

Dans les chapitres précédents, nous avons essentiellement exploré les possibilités et limitations des méthodes d'inversion des ondes de surface issues de la géophysique appliquée. Ces méthodes permettent d'explorer des sites jusqu'à l'échelle de quelques centaines de mètres, en faisant, comme nous l'avons vu, l'hypothèse d'un milieu stratifié horizontalement. Le glissement de terrain d'Avignonet couvre une surface d'environ 2 km par 2, et surtout, est un objet fortement hétérogène. Pour couvrir l'ensemble du glissement de terrain avec ces méthodes de prospection géophysique, il faudrait donc faire de très nombreuses acquisitions de taille limitée, éventuellement répétées dans le temps pour effectuer un suivi temporel. D'autres techniques existent, dérivées de la sismologie (chapitre 1) et permettant d'imager ou de suivre dans le temps des objets géologiques hétérogènes tels des volcans (e.g. *Brenquier et al.*, 2007, 2008). Nous décrivons ici l'application de ces techniques sur le glissement de terrain d'Avignonet. Les données ont été enregistrées avec des stations sismologiques de deux réseaux différents, décrits dans le chapitre 2 : le réseau IHR, comportant 13 stations et déployé pendant 15 jours à la fin de l'été 2007, et les deux stations permanentes de l'observatoire OMIV à Avignonet.

La première partie de ce chapitre est consacrée à une tomographie sismique de la partie sud du glissement d'Avignonet, à partir des méthodes d'intercorrélation de bruit ambiant et de tomographie développées par les sismologues. Dans la deuxième partie, nous étudions les possibilités qu'offrent la méthode d'intercorrélation associée à la technique des doublets pour effectuer un suivi temporel du glissement de terrain. Enfin, dans la dernière partie, nous analysons les différentes caractéristiques des rapports spectraux H/V (fréquence de résonance, forme de la courbe, variations azimutales) et leur capacité à évaluer des variations latérales et temporelles sur le glissement de terrain.

5.1 Imagerie du glissement de terrain d'Avignonet

F. Renalier¹, D. Jongmans¹, M. Campillo¹ and P.Y. Bard¹

¹LGIT, Grenoble, France

5.1.1 Introduction et résumé en français

Ce travail a été soumis à la revue *Journal of Geophysical Research - Earth Surface*. Il présente l'utilisation des techniques d'intercorrélation de bruit ambiant pour obtenir un modèle 3D en Vs. Le bruit sismique a été enregistré pendant 15 jours à la fin de l'été 2007 aux 13 stations du réseau IHR (chapitre 2). Les inter-corrélations des sismogrammes verticaux, calculées pour chaque paire de stations, permettent de retrouver les fonctions de Green de l'onde de Rayleigh et d'estimer les courbes de dispersion en vitesse de groupe entre 1.7 et 5 Hz. Aux fréquences en-dessous de 1.5 Hz, l'anisotropie du champ d'onde influence fortement les vitesses apparentes. De plus, l'analyse de la convergence des corrélations montre qu'aux fréquences supérieures à 5 Hz, le temps d'enregistrement n'est pas suffisant pour que les corrélations soient stables. Ces courbes de dispersion obtenues par intercorrélation entre 1.7 et 5 Hz sont complémentaires de celles calculées entre 3 et 7 Hz à partir des sismogrammes de tirs à l'explosif. L'inversion tomographique des courbes de dispersion en vitesse de groupe ainsi obtenue entre 1.7 et 7 Hz fournit des courbes de dispersion locales, en chaque point de la grille tomographique. Ces dernières sont inversées avec un algorithme de voisinage pour obtenir un modèle 3D en Vs. Malgré la complexité du champ d'onde dans la partie est du glissement de terrain et le maillage lâche utilisé pour la tomographie, les vitesses estimées et la structure principale du glissement de terrain sont en bon accord avec les investigations antérieures.

5.1.2 Abstract

The Avignonet landslide affects a 2 by 2 km area covered by clayey deposits. This paper presents the use of the seismic ambient noise cross-correlation technique to retrieve a 3D model of the shear wave velocity (Vs) of the area. Seismic ambient noise was recorded during 15 days at 13 stations located on the landslide. Cross-correlations computed between the vertical components of all station pairs allow the retrieval of the Rayleigh wave Green's functions and the estimation of their group velocity dispersion curves in the 1.7 to 5 Hz frequency range. At frequencies lower than 1.5 Hz, the anisotropy of the wavefield strongly influences the apparent Rayleigh wave velocities. Moreover, the analysis of the convergence of the correlations shows that at frequencies higher than 5 Hz, the recording time length was not sufficient for the correlation to be stable. These 1.7 to 5 Hz passive group dispersion curves are complementary to the ones computed from shot signals in the 3 to 7 Hz frequency range. A tomographic inversion of the resulting 1.7 to 7 Hz Rayleigh wave group dispersion curves provides local group dispersion curves at each cell of the tomographic grid. These ones are inverted with a Neighborhood Algorithm to retrieve the 3D model of the landslide. Despite the complex wave propagation in the eastern part of the landslide and the sparse ray coverage, estimated velocities and first order features are

in good agreement with previous investigations.

5.1.3 Introduction

The Avignonet landslide is located in the Trièves area, 40 km south of the city of Grenoble (France) in the Western Alps (Fig. 1a and b). This area is a large depression of about 300 km² covered by up to 200 m of Quaternary clays deposited during the Würm period in a glacially dammed lake. The erosion due to the Drac river and its tributaries since the melting of the glaciers triggered numerous deep landslides along the river sides, and 15% of the clay cover is currently considered as sliding (*Jongmans et al.*, 2009). Most of these slides are moving slowly at a rate of a few cm/year or less, but they might evolve into mudflows with dramatic acceleration. Such landslide sudden ruptures unfortunately occurred in l'Harmalière in 1981 (*Moulin and Robert*, 2004) and in La Salle en Beaumont in 1994 (*Moulin and Chapeau*, 2004), where four people were killed and nine houses and the church of the village were destroyed or seriously damaged. The geological and geotechnical properties of the glaciolacustrine clays outcropping in the Trièves area were intensively studied in the eighties and summarized after more than 10 years of observations and geotechnical monitoring of several landslides (*Giraud et al.*, 1991; *van Asch et al.*, 1996). These clayey deposits rest either on the Jurassic bedrock, faulted and folded during the Alpine orogenesis, or on highly compacted and cemented glaciofluvial materials (gravels and sands) deposited in paleovalleys of the Drac river during the interglacial Riss-Würm period. As illustrated in Figure 5.1c, the depth of the interface between clays and compact underlying units varies strongly laterally.

A series of landslides affect the western side of the Monteynard lake, which was created in 1962 by a dam built in the Drac River. Among them, the Avignonet landslide affects a surface of about 1.10⁶ m² at the northern limit of the very active Harmalière landslide. Based on the affected surface and the depth of the deepest sliding surface found in boreholes at 40 m (see below), the affected volume was previously estimated to 40.10⁶ m³ (*Jongmans et al.*, 2008). *Jongmans et al.* (2009) presented a detailed study of the Avignonet landslide combining geotechnical and geophysical investigations. Four boreholes (labeled T0 to T3, see location in Figure 5.2) were drilled in the southern part of the landslide where a hamlet is settled. Table 5.1 synthesizes the depths of the detected slip surfaces and geological interfaces. The contact between the clay and the underlying glacio-fluvial deposits was found at 14.5 m and 56 m in T2 and T1, respectively. On the contrary, T0 and T3 only encountered clay deposits, in agreement with the westwards thickening of this formation (Figure 5.1 d and e). Inclinator data and geological logs revealed at least three rupture surfaces : a superficial one at a few m depth, an intermediate one at 10 to 16 m, and a deep one at 42 to 47 m. Finally, a 17 m deep down-hole test performed with a 1 m depth interval in a very disturbed area (close to borehole T3) showed that Vs increases with depth, from less than 200 m/s at surface to 400 m/s at the bottom, with velocity jumps which fit the rupture lines found at about 5 m and 14.5 m (*Bièvre et al.*, 2010). *Jongmans et al.* (2009) showed that the average slide velocity at the surface, measured by GPS during more than 10 years, increases downslope, varying from 0 to 2 cm/year at the top, to more than 14 cm/year at the toe. In parallel, they measured shear wave velocity

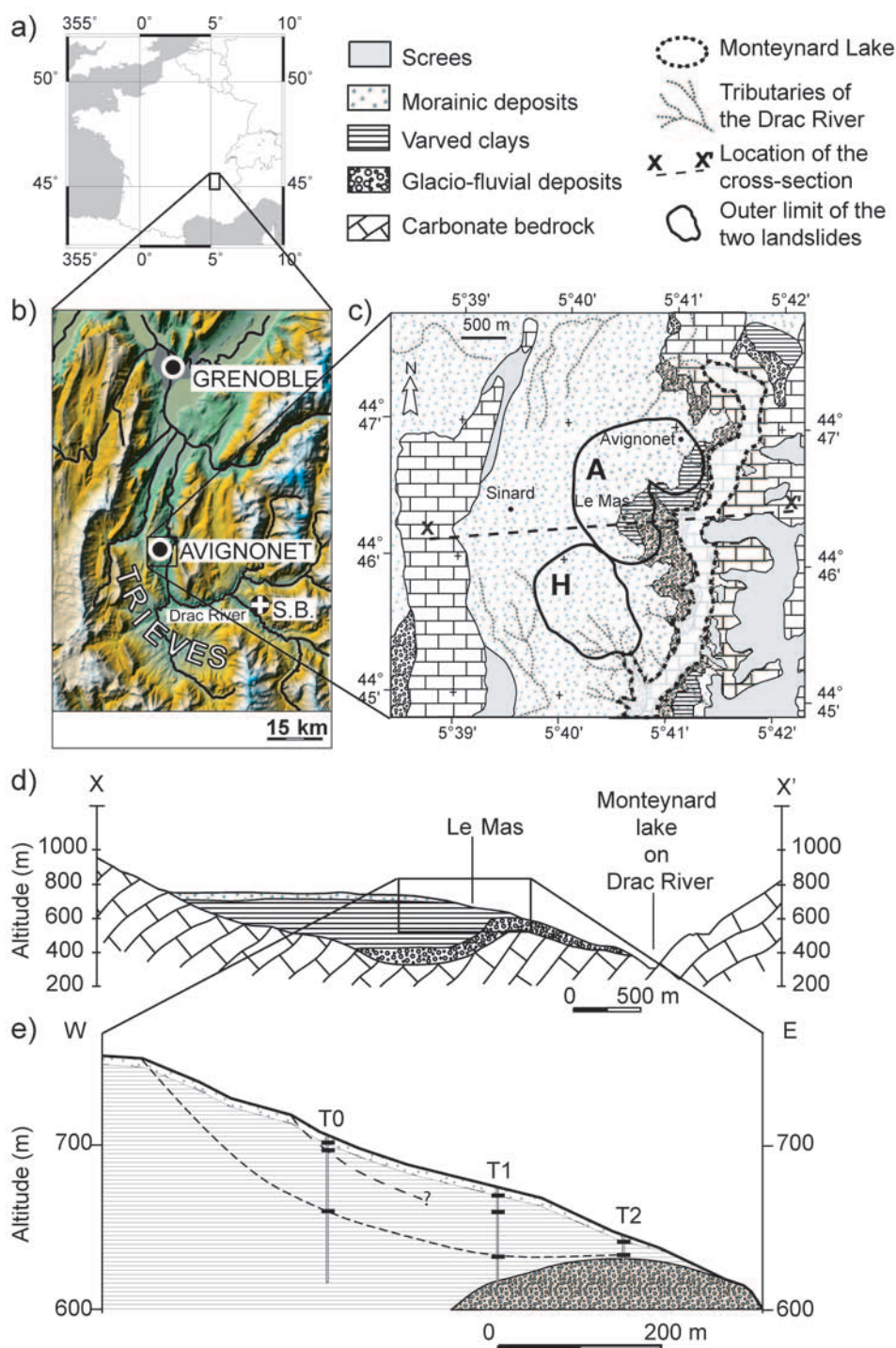


FIG. 5.1 – a) and b) Location of the Avignonet landslide in France and in the western Alps. White cross in b) : location of La Salle en Beaumont. c) Geological map of the Avignonet area. Thick black lines surround the Avignonet (A) and the Harmalière (H) landslides. Modified after Jongmans et al. (2009). d) Geological cross-section indicated in c). e) Geological cross-section of the Avignonet landslide with location of boreholes T0, T1 and T2 and position of observed slip surfaces. Modified after Jongmans et al. (2009).

TAB. 5.1 – *Depths of the three sliding surfaces and of the interface between clays and glacio-fluvial deposits in the four boreholes, whose depth is also indicated.*

Borehole name	T0	T1	T2	T3
Depth of shallow slip surface (m)	5	-	1.5 and 4	5
Depth of intermediate slip surface (m)	10	15	12	10.3 and 14.5
Depth of deep slip surface (m)	47	43	-	42
Depth of contact between clays and glacio-fluvial deposits (m)	-	56	14.5	-
Borehole depth (m)	89	59	17	49

(Vs) at 5 m depth with active seismic experiments (refraction and surface wave inversion). They found that this parameter decreases from 500 m/s out of the landslide area to less than 200 m/s in the most disturbed zones. Their study enlightens the correlation between superficial displacement rates (related to clay deformation) and shear wave velocity on landslides affecting clayey deposits. Because Vs controls wave amplification (*Bard, 1998*), this correlation plays a great role in landslide self-excitation processes. For example, *Bozzano et al. (2008)* showed that the stabilized Salcito landslide (Italy) was reactivated in 2002 by the Molise earthquake because the landslide mass generated important amplification effects at frequencies consistent with its sliding mechanism and with the frequency spectrum of the earthquake. On the contrary, resistivity and P-wave velocity images exhibited very little variations at depth and were found to be mostly controlled by the shallow water level within the clays. Unlike in other geological contexts such as the one of the Ancona landslide (Italy), where *Stucchi and Mazzotti (2009)* used high resolution P-wave reflection for deriving the geometry of the deepest sliding surface, these two geophysical parameters can not be used for imaging features linked to the landslide activity.

Vs may thus be a key parameter for investigating landslides in clayey deposits and delineating their geometry. The aim of the present paper is to contribute to the investigation of the Avignonet landslide by deriving a 3D Vs model of its southern part.

Shear wave velocity values are usually in-situ measured by using various invasive (borehole tests) or non-invasive (shear wave refraction and reflection studies, surface wave inversion) techniques. Borehole tests have been extensively used in geotechnical engineering to a depth of a few tens of meters (e.g. *Pradel et al., 2005; Schepers et al., 2001*). These techniques provide accurate and well-resolved Vs values, with the drawbacks to be invasive, increasingly expensive with depth and to give point estimates.

Geophysical seismic tests provide shear wave velocities at lower costs from surface measurements (for reviews, see *Hack, 2000; Jongmans and Garambois, 2007*). They are based on the interpretation of body (shear transverse (SH)) or surface (Rayleigh or Love)

waves. Techniques involving body waves include SH classical refraction, SH refraction tomography, and SH reflection studies. They are usually acquired on seismic profiles and require the active generation of waves with hammer and plate. However, the quality of SH-seismic data can significantly be degraded by near-surface inhomogeneities (*Ata et al.*, 1993), and are therefore sometimes difficult to interpret in landslide areas, where the surface is disturbed.

In recent years, surface wave methods have been increasingly used. The simplest one is the H/V technique (*Bard*, 1998), only requiring one three-component sensor to acquire the data. For sites with a strong impedance contrast, the frequency peak of the H/V ratio is related to the shear wave velocity and thickness of the top soft layer. If the thickness is known, V_s can be estimated, and vice versa. More complex are the surface wave inversion techniques which derive V_s as a function of depth in two steps : 1) estimating the surface wave dispersion curve from seismic records, and 2) inverting this dispersion curve for the V_s profile (for a review, see *Socco and Jongmans*, 2004). Surface wave inversion methods are divided in two main categories based on the kind of sources that generate the observed signals, i.e. active and passive methods. Active surface waves methods (e.g. Multi-channel Analysis of Surface Waves (MASW), *Park et al.*, 1999; *Eslick et al.*, 2008) can be performed together with seismic P or SH refraction studies, provided the recording time length is long enough to contain the surface wave train. Passive surface waves methods use ambient vibrations or microtremors to retrieve the surface wave dispersion curve to lower frequencies than active techniques (*Aki*, 1957; *Sato et al.*, 2001; *Okada*, 2003; *Nguyen et al.*, 2004). However, surface wave dispersion curve inversion is based on the assumption that the underlying medium is not varying laterally. Surface wave surveys have to be small enough not to break this assumption, and have therefore a limited penetration depth (*Wathelet et al.*, 2008).

Jongmans et al. (2009) applied these geophysical techniques to the Avignonet landslide; they performed SH refraction analysis on three 115 m long profiles and MASW on parts of a 480 m long profile, where wave propagation could be assumed to be 1D. These techniques revealed V_s lateral variations, but did not allow retrieving the deepest sliding surface found in boreholes at 40 to 50 m depth. Another method is thus needed for deriving a complete 3D V_s model of the landslide at larger depth and for better reconstructing the geometry of the landslide.

At much larger scales, seismologists have also for a long time applied tomographic algorithms to derive global or regional 3D models of the Earth, inverting volume or surface wave travel times measured on earthquakes recordings (for a description of these algorithms, see for example *Nolet*, 2008). These tomographies were limited by the quantity of earthquake data, which are not uniformly spread over the Earth and are sparse in time. To get around this limitation, it was recently proposed to use coda waves or long seismic noise records to retrieve the propagation characteristics between two receivers by cross-correlation of the time series (*Campillo and Paul*, 2003; *Shapiro and Campillo*, 2004). Actually, the use of the correlation function to retrieve the response between two points had been used in helioseismology (*Duvall et al.*, 1993) and in acoustics (*Weaver and Lobkis*, 2001). Indeed, it has been demonstrated both theoretically and experimentally that

the cross-correlation of a diffuse wavefield recorded at two distant receivers converges toward the Green's function of the medium between these two receivers (*Sánchez-Sesma and Campillo, 2006; Gouédard et al., 2008*). This property was used at continental scale by *Shapiro et al. (2005)* for mapping the Rayleigh wave group velocity in California, or by *Yao et al. (2006)* for deriving phase velocity images in SE Tibet. *Brenguier et al. (2007)* applied the same cross-correlation technique to the Piton de la Fournaise volcano (15 by 15 km) to retrieve Green's functions between all pairs of seismic stations; their dispersion curves, computed by frequency-time analysis, were inverted by tomography to retrieve group velocity maps for periods from 2 to 4.5 s. The local dispersion curves thus computed at all nodes of the tomographic grid were inverted to reconstruct a 3D Vs image of the volcano, enlightening the chimney at its center.

The objective of the present paper is to test the feasibility of the noise cross-correlation technique associated to surface wave tomography and dispersion curve inversion in estimating the 3D shear wave velocity structure of the Avignonet landslide, for a better assessment of its geometry. The first section reviews the cross-correlation technique and the underlying assumptions, keeping in mind its application to a kilometeric scale heterogeneous object such as the Avignonet landslide. The following sections detail the three steps of the process : 1) estimation of the Green's function by cross-correlation, 2) estimation of dispersion curves by frequency-time analysis and tomography, and 3) dispersion curve inversion for the Vs model. Finally, we compare the results with previous studies performed on the landslide.

5.1.4 Green's Function Estimation from Cross-Correlations

The Green's function of a medium between two points A and B represents the wavefield recorded at A if an impulsive source is applied at B. In the case of an isotropic white noise, both experimental and theoretical studies showed that the cross-correlation of the wavefields recorded at two points converges toward the (symmetric) Green's function between these points (*Weaver and Lobkis, 2001; Lobkis and Weaver, 2001; Derode et al., 2003a,b; Gouédard et al., 2008; Colin de Verdière, 2009*). *Sánchez-Sesma and Campillo (2006)* and *Sánchez-Sesma et al. (2008)* showed that for the problem of elastic waves, the convergence of noise correlation toward the Green's function is bonded by the equipartition condition of the different components of the wavefield. This condition can result from a uniform spatial distribution of noise sources (*Weaver and Lobkis, 2001*) or from infinite time averaging over a perfectly diffuse wavefield in an heterogeneous medium, scatterers acting as secondary sources (*Lobkis and Weaver, 2001*). Neither of these two conditions are perfectly fulfilled in practical seismological experiments (*Campillo, 2006*), but most studies carried out until now showed that they compensate each other and allow at least a partial reconstruction of the Green's function (*Derode et al., 2003a,b; Larose et al., 2004; Paul et al., 2005*). In these cases, the resulting signal may however not be symmetric.

Weaver and Lobkis (2005) showed that, for a medium with no attenuation where noise sources emit continuously, the amount of data needed to resolve a surface wave arrival (propagating in 2 dimensions) out of the fluctuations scales with the frequency and the

distance between the receivers. However, they also pointed out that the signal-to-noise ratio obtained by *Campillo and Paul* (2003) for frequencies between 0.035 and 0.08 Hz was much lower than predicted by their calculations. They explained this discrepancy by the domination of local and uncorrelated noise sources in the noise records, and by the absorption of the medium at these frequencies.

To summarize, the convergence of the correlation toward the Green's function depends on the recording time length, on the isotropy of the wavefield (which depends on the position of noise sources and scatterers), on the frequency content of the noise sources and on the frequency-dependent attenuation law of the medium.

To our knowledge, only *Nunziata et al.* (2009) applied ambient noise cross-correlation at kilometric scale and derived group velocity dispersion curves between several receivers deployed in the city of Naples (Italy). At this scale, targeted frequencies are above 1 Hz and are essentially generated by human activities (*Bonnefoy-Claudet et al.*, 2006b). Applying the cross-correlation technique for retrieving Green's functions on a landslide raises several questions. The first one regards the complexity of the medium itself : the landslide may in some places be too complex for the surface wave modes to even exist. This case was observed in active seismic data recorded on the Avignonet landslide (*Jongmans et al.*, 2009), where shots performed in a very active area were completely scattered by surrounding heterogeneities, preventing the application of any surface wave inversion on that particular area. The second question regards the rate of convergence and related recording time length needed for the Green's function to emerge from correlations. For each frequency, this rate depends on the distance between receivers, on the presence of noise sources and on the attenuation of the medium (*Larose et al.*, 2008). Finally, the third question concerns the directivity of the noise wavefield at each frequency. These questions are addressed in the following section before using the correlations for velocity estimation.

5.1.5 Green's Functions Estimation on the Avignonet Landslide

Data Acquisition and Recorded Signals

Eleven stations of the High Resolution Imaging (HRI) network (*Coutant et al.*, 2008) were settled from August, 28th to September, 12th 2007 on the southern part of the Avignonet landslide, which is also equipped with two permanent stations named AVP and AVM (Figure 5.2). About two thirds of the sliding area were covered by this acquisition. The most active part of the landslide, in the south-eastern part of the network (dashed ellipse in Figure 5.2), is the one that has been the most investigated previously. Seismic refraction profiles performed in the late 50's by a private company (unpublished work, 1957) and the outcrop of the alluvium 200 m east of our array show that the compacted units underlying the glaciolacustrine clays are very close to the surface at this location (cf Figure 5.1c). Moreover, the array also contains on its western part the outer limit of the landslide (dashed line), determined from geomorphological studies (*Kniess et al.*, 2009).

All stations were connected to a 2 to 80 Hz three-component (3C) sensor, recording ambient noise continuously at 250 Hz sampling rate. In order to assess the quality of the Green's functions computed from noise cross-correlations, shots were performed with 200 g of explosive close to each 3C sensor. Most stations worked on the whole period, but B2 only recorded the first 3 days, and C1, C2 and AVP only worked at the end of the period. AVM was unfortunately not working at that time, and the only available signals involving that station are the ones of the explosive shot performed close to the station.

Figure 5.3a shows the frequency spectrum of both types of recorded signals : ambient noise (dashed blue) and direct signals generated with explosive shots (red). For ambient noise, the spectra of 40 1-hour long signals recorded at each stations were averaged (all stations taken together) and then normalized. Apart from the 50 Hz electricity peak that was manually set to 0, this averaged spectrum shows one main frequency band between 1 and 15 Hz, and some more energy between 50 and 70 Hz. The spectrum of direct shot signals, averaged from the spectra of all recorded shots, also shows two main frequency bands : between 3 and 20 Hz, and between 25 and 60 Hz. This last frequency band corresponds to body waves, as illustrated in Figure 5.3b and c for the signal generated at A0 and recorded at A2 on the vertical component. In the following, we concentrate on surface waves, computing the cross-correlations in the 0.5 to 20 Hz frequency band.

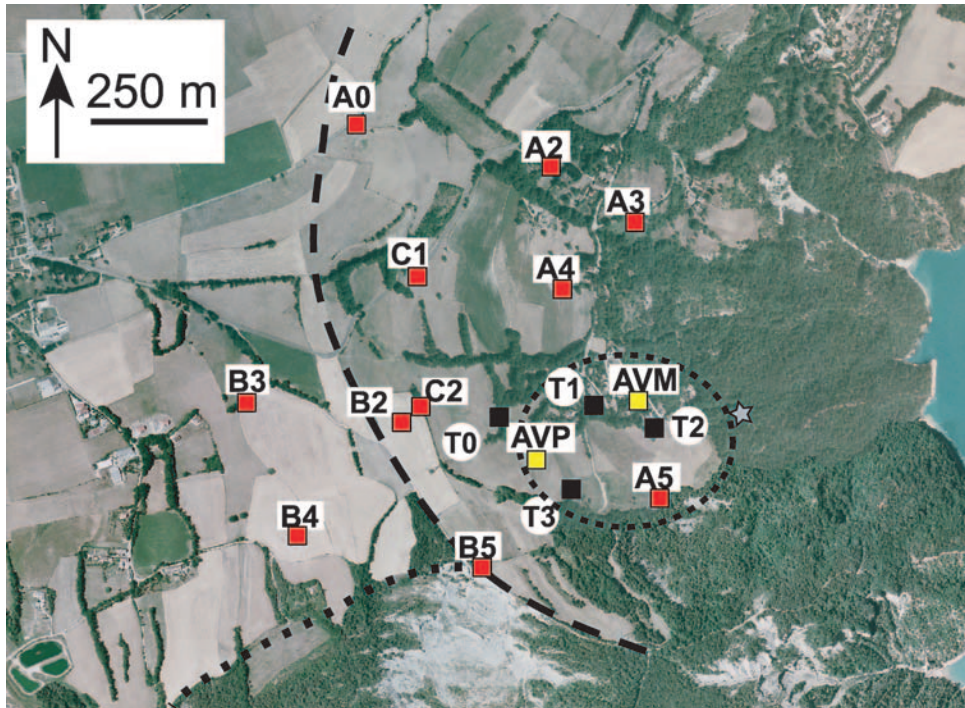


FIG. 5.2 – Acquisition layout on the landslide with 11 stations of the HRI network (dark red squares) and 2 permanent stations AVP and AVM (light yellow squares). Dashed line : outer limit of the Avignonet landslide. Dotted line : limit of the Harmalière landslide. Dashed ellipse : most active part of the landslide. Black squares : location of the four boreholes T0 to T3 mentioned in section 5.1.8. Gray star : location of the outcrop of the glacio-fluvial deposits. (Color available online).

Data Processing

As previously experimented in several studies (*Stehly et al.*, 2007; *Brenguier et al.*, 2007), all one-hour long records were filtered between 0.5 and 20 Hz and their spectral amplitude whitened in order to avoid dominance of strong spectral peaks in the noise. Moreover, only the sign of the signals was cross-correlated and the amplitude was disregarded so as not to overweight the most energetic events (*Campillo and Paul*, 2003; *Shapiro and Campillo*, 2004). Finally, all correlations of one-hour records were stacked for each station pair.

Comparison with Direct Shots

Figure 5.4 shows the comparison of the direct and cross-correlated signals involving station B3, filtered between 2 and 4 Hz. For direct signals (in red), negative times correspond to the shot performed at B3 and recorded at all other stations, whereas positive times correspond to shots performed at all other stations and recorded at B3. For most paths, the arrival-time and the phase of the main arrival are similar for both direct and correlated signals, showing that the cross-correlation technique gives reliable results at these frequencies.

The average spectrum of all correlated signals is presented in Figure 5.3 together with the spectra of ambient noise and direct shots already discussed. As the ambient noise was band-passed and whitened between 0.5 and 20 Hz before cross-correlation, the

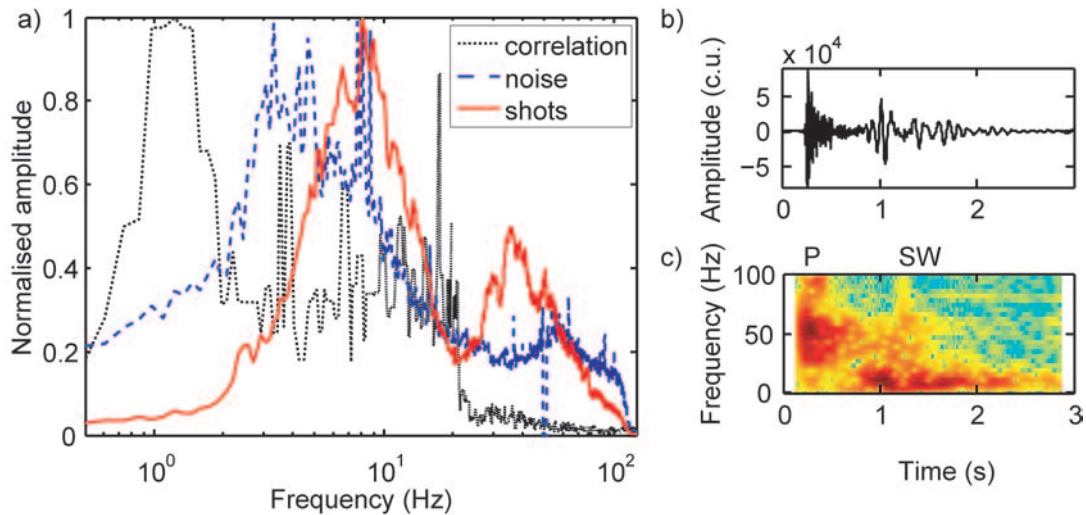


FIG. 5.3 – a) Plain red : averaged normalized frequency content of all shot signals (vertical components). Dashed blue : averaged normalized frequency content of the vertical component of 10 one-hour long noise records at all stations. 50 Hz electricity peak was manually set to 0. Dotted black : average normalized frequency content of the cross-correlated signals (vertical component) between all station pairs (section 5.1.5). b) and c) Signal and spectrogram of the shot at A0 recorded at A2 on the vertical component. P stands for P-wave, SW for surface wave. (Color available online).

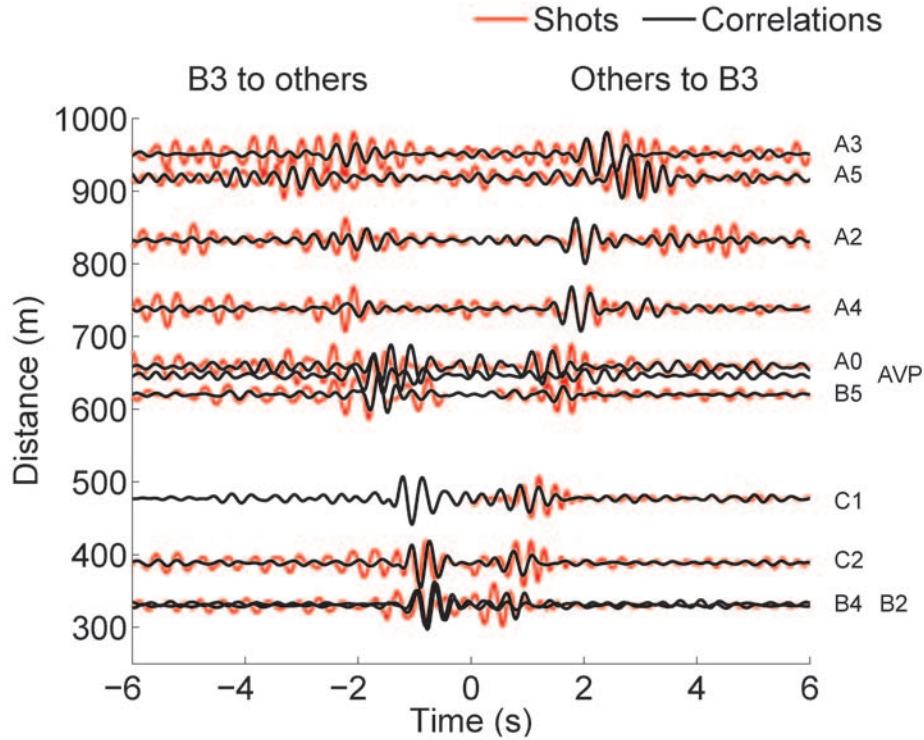


FIG. 5.4 – Comparison of the direct shot (light red) and cross-correlated (black) signals between B3 and the other stations in the 2 to 4 Hz frequency band. (Color available online).

resulting correlated signals do not contain any energy at frequencies higher than 20 Hz. The frequency peak around 1 Hz shows that the weak amount of energy present in the ambient noise is much more coherent than the more energetic noise at higher frequencies. We analyze further the different characteristics of these frequencies in sections 5.1.5 and 5.1.5.

Convergence of the Cross-Correlated Signals

For studying the convergence of the correlations and determine whether sufficient time was recorded, we chose to adapt the method proposed by *Larose* (2005), which consists in comparing correlations computed for increasing correlated time lengths with a reference on the one hand, and estimating the symmetry of the correlations on the other hand. The analysis was performed for frequencies $f=1, 3, 5$ and 7 Hz. For each of them, the reference correlation was first computed by bandpass filtering the stacked correlation in the $f \pm 30\%$ frequency band. The correlated time length of this reference corresponds to the available record length (more than 250 hours for most station pairs). Then, for increasing times of X hours ($X=30, 60, \dots$), X one-hour correlations are randomly chosen among all the available ones, and stacked for obtaining a partial correlation with correlated time of approximately X hours. For each time, 20 different draws were performed, except for the longest times where there are less than 20 possible combinations. For each of these draws is computed the correlation coefficient between the partial and the reference correlation,

both normalized by their respective maximum. The convergence of the correlations is determined from the average correlation coefficients computed at all different times. The analysis was performed separately on the causal and acausal part of the correlations. Figure 5.5a represents such a study at 1 Hz for the path A0-B3 (660 m between stations). Negative (resp. positive) correlated times correspond to the causal (resp. acausal) part of the correlations, and the black lines correspond to the average trend on both of them. For this path and this frequency, correlation coefficients are very rapidly higher than 0.98, and the slope of the average trend is very close to 0 at long correlated times. The correlation is therefore stable - although this does not imply that it corresponds to the Green's function. All individual draws are represented by colored points, the color scale referring to the correlation coefficient between causal and acausal parts, also normalized by their maximum. This allows the estimation of the symmetry of the phase of the correlations. For this particular case (Figure 5.5a), all coefficients are between 0.9 and 1 : the correlations are symmetric, which means that the same phases are reconstructed both ways.

Figure 5.5b shows the same coefficients at 5 Hz for the same path A0-B3. The slope of the average trend at long correlated times is much steeper than in Figure 5.5a, and the correlations are not symmetric (blue colors). Averaging time was too short for the correlations to be stable and symmetric at this frequency and for this station pair. At the same frequency, the convergence is better achieved for shorter paths, as illustrated in Figure 5.5c for the path A2-A3 (230 m between stations). This enlightens the negative role of absorption in the convergence process.

In order to evaluate globally the convergence of all computed correlations, we measured the slope of the average trend at long correlated times for all paths and each frequency. The corresponding histograms are plotted in Figures 5.5d to g. At 1 and 3 Hz, this slope is less than 0.0002 at all station pairs, whereas at 5 and 7 Hz, some pairs present much steeper slopes. This indicates that at frequencies higher than 5 Hz, the correlations computed for some paths are not stable with the available record length, and poorly reconstruct the Green's functions.

Location of Noise Sources

The second point to check before deducing velocities from cross-correlations regards the isotropy of the wavefield. For that purpose, all correlations are plotted in Figure 5.6, scaled by the distance between their receivers as a function of the back-azimuth of the receiver pair. If the wavefield is isotropic, the correct velocity will be reconstructed at all pairs. On the contrary, if energy comes from one preferential direction, in-line station pairs will give the right velocity, whereas perpendicular ones will show infinite velocity value (i.e. zero slowness). In Figure 5.6, black points correspond to the maxima of the envelopes of the correlations, i.e. to the apparent slowness of the reconstructed wave. At 1 Hz (Figure 5.6a), all maxima are aligned on a sine curve, with maximum slowness for azimuths around 250° . One single source located to the west of the array dominates the wavefield at this frequency. It could correspond to the motorway that is running on the

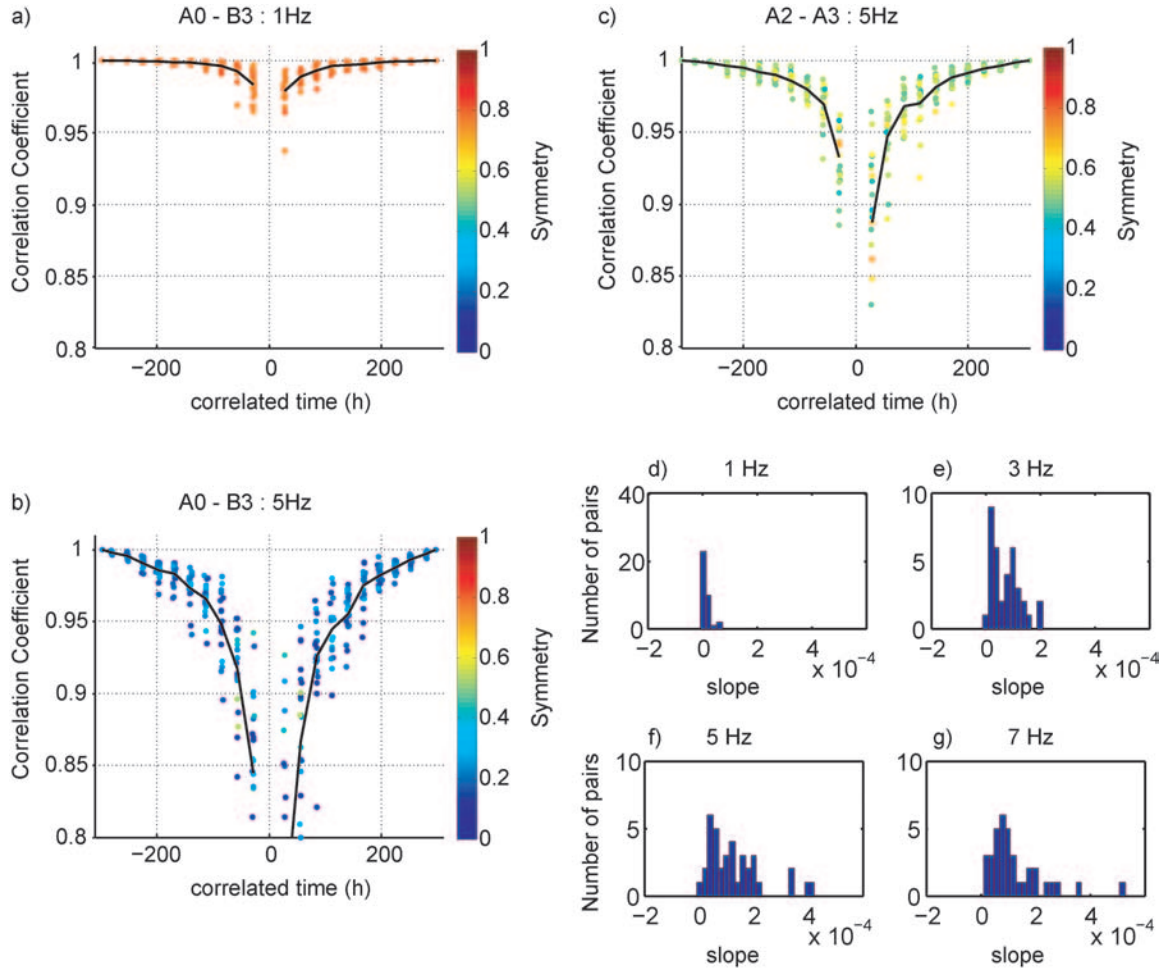


FIG. 5.5 – *Convergence of the correlations with correlated time length. a) to c) Evolution of the correlation coefficient between partial and reference correlations for both causal and acausal parts for a) A0 to B3 at 1 Hz, b) A0 to B3 at 5 Hz, c) A2 to A5 at 5 Hz. Colors quantify the symmetry, i.e. indicate the correlation coefficient between causal (negative times) and acausal (positive times) parts for each particular draw. Black line is the average trend. d) to g) histogram of the slopes of the average trend at long correlated times for all station pairs (between 200 and 260 h), at 4 different frequencies (1, 3, 5 and 7 Hz respectively).*

western side of the plateau. Looking closer at the correlations, a second, less energetic sine curve symmetric to the first one is visible in Figure 5.6a. It is probably a reflection of the first one on the eastern edge of the plateau. At 2 Hz (Figure 5.6b), all maxima are on the contrary aligned on two parallel lines with roughly constant slowness. At this frequency like at higher frequencies (not shown), the wavefield is isotropic and velocities derived from stable cross-correlations can be interpreted, with variations linked to the medium and not to wavefield characteristics. The next section thus presents such velocity measurements for frequencies higher than 1.5 Hz.

5.1.6 Surface Wave Dispersion

Dispersion Curves Identification

Because computed correlations are not stable at high frequencies (section 5.1.5), active and correlated signals were combined for estimating Rayleigh wave velocities on a wide

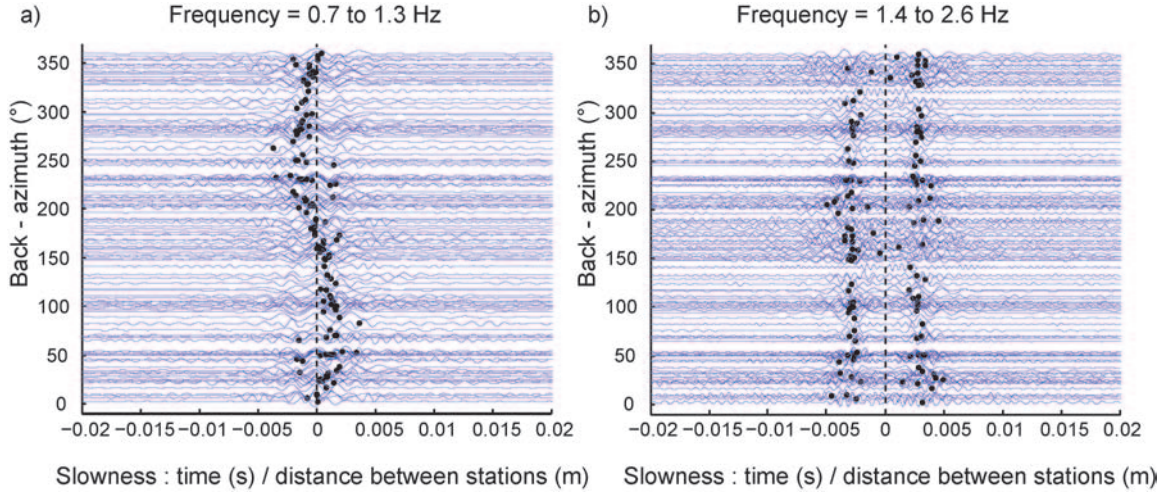


FIG. 5.6 – Cross-correlations scaled by their interstation distance plotted versus the back-azimuth of the station pair, and filtered between : a) 0.7 and 1.3 Hz, and b) 1.4 and 2.6 Hz. Black points correspond to the maximum of the envelope of the signals.

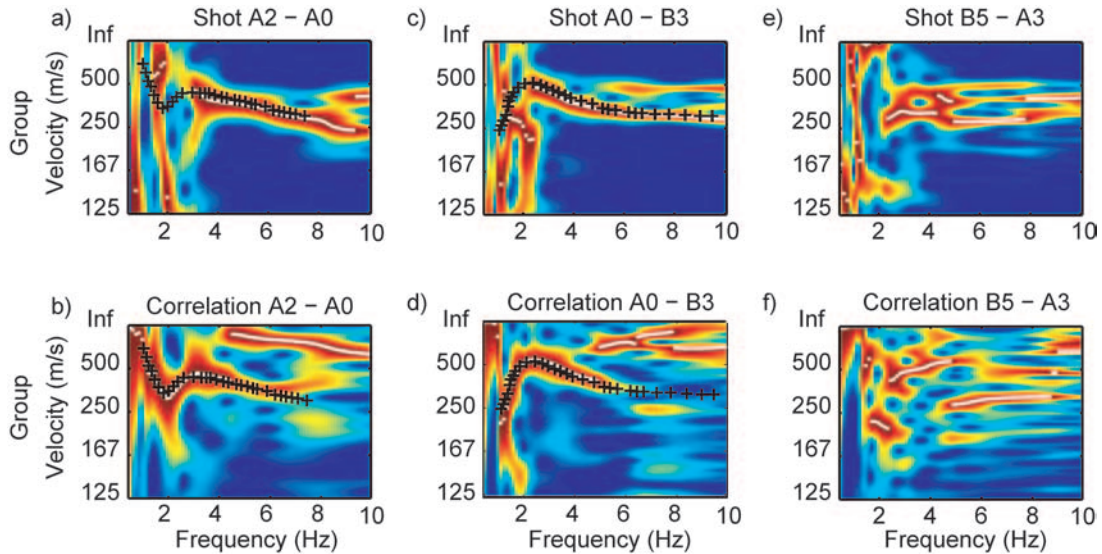


FIG. 5.7 – Rayleigh wave group velocity dispersion images computed on shots (a, c and e) and cross-correlated signals (b, d and f) for propagation from A2 to A0 (a and b), from A0 to B3 (c and d) and from B5 to A3 (e and f). Black crosses correspond to the picked velocity values for paths A0-A2 and A0-B3. No Rayleigh dispersion curve can be identified on the B5-A3 images, where the energy is completely split certainly owing to the medium complexity.

frequency range. For each station pair, signals obtained for both directions of propagation were transformed to the time-frequency domain by using the S-transform (*Stockwell et al.*, 1996). In this frequency-time analysis technique, time window lengths are adapted to each frequency. Figure 5.7 presents the resulting group velocity dispersion images for the propagation from A2 to A0 (a and b), from A0 to B3 (c and d) and from B5 to A3 (e and f), for active shots (a, c and e) and for correlations (b, d and f). The quality of the dispersion images is very variable from one pair of stations to the other. Generally, cross-correlated signals give valuable information for frequencies between 1.5 or 2 Hz to 3 to 6 Hz (Figures 5.7b and d), whereas explosive shot signals rather cover the 3 to 8 Hz frequency range (Figure 5.7a and c). At frequencies above 5 to 8 Hz, depending on the pair of stations, the fundamental mode of the Rayleigh wave can not be identified, probably owing to the complexity of the wave propagation in the medium. Because of the very variable quality of the dispersion image (compare Figures 5.7 a and c), dispersion curves were manually picked for each pair of stations (black crosses in Figures 5.7a to d), when possible and taking into account both directions and both active and correlated signals. In total, 40 to 55 group velocity values were manually picked for each frequency between 1.5 and 7 Hz (by steps of 0.1 Hz). At higher frequencies, dispersion curves could only be identified on less than 40 paths. In order to keep a meaningful ray coverage, these data were not considered in the following inversions (sections 5.1.6 and 5.1.7). Moreover, based on the overall comparison of the different dispersion curves available for each path, the uncertainty associated to these traveltime measurements was estimated to be approximatively 10% for the whole dataset. By doing so, the same weight is given to all frequencies and paths in the following part of the study.

Rayleigh Wave Tomography

A tomographic inversion was performed on the arrival-time measurements deduced from the group velocity dispersion curves for frequencies between 1.5 and 7 Hz. Complex algorithms exist for performing such inversions, which use variable cell size for adapting the lateral resolution to the ray coverage (e.g. *Spackman and Bijwaard*, 2001), or run several iterations for optimizing ray paths (e.g. *Jobert and Jobert*, 1987). However, the aim of the present work being mainly to test the feasibility of the method on a landslide and the dataset being relatively small, we preferred to use the simple algorithm described by *Barmin et al.* (2001), which considers straight rays on a regular grid. In order to take into account the ray coverage, it includes a spatial smoothing term and a constraint on the amplitude of the perturbation depending on local path density. Because of the sparse ray coverage, we chose to give much importance to the spatial smoothing term (*Brenguier et al.*, 2007). The tomographic grid involved 15 by 15 cells of 100 m side, and we did not take into account the topography. This approximation induces errors smaller than 2%, whereas velocity variations are larger than 20% on all tomographic results (Figure 5.8). The uniform initial velocity model was computed at each frequency from the ratio of total distance to total time measured on all available rays. The computed group velocity maps are shown in Figure 5.8 for three frequencies ($f=1.7$, 2.2 and 4 Hz). At low frequencies (1.7 Hz, Figure 5.8a), the eastern part is faster (up to 600 m/s) than the western one (around 300 m/s). At intermediate frequencies (2.2 Hz, Figure 5.8b), an area with low

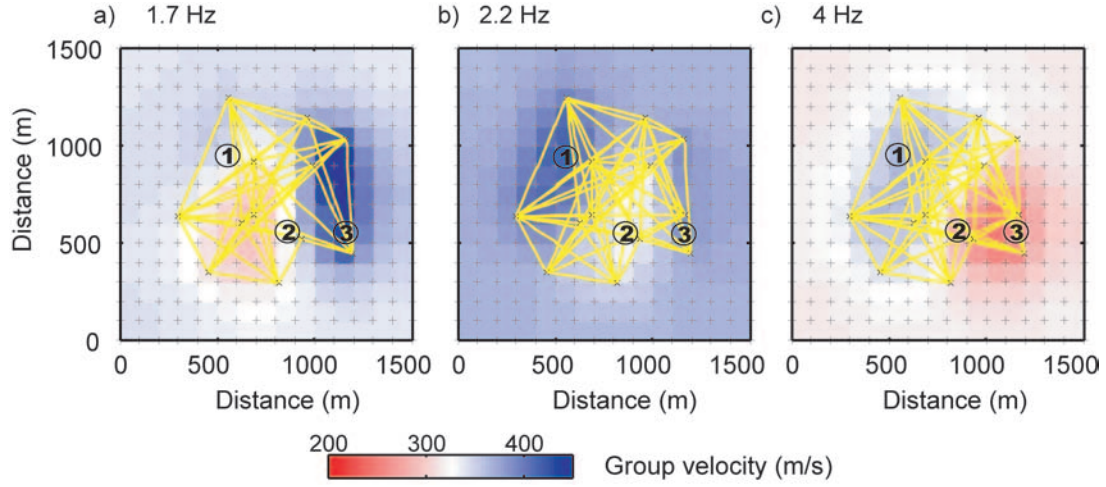


FIG. 5.8 – Rayleigh wave group velocity maps at a) 1.7 Hz, b) 2.2 Hz, and c) 4 Hz. Numbers 1 to 3 refer to Figure 5.10.

velocities (350 m/s) is found in the south center of the array. Finally at high frequencies (4 Hz, Figure 5.8c), the south-eastern part is slower (about 280 m/s) than the other parts of the model (around 350 m/s).

In order to validate how well the anomalies at low and high frequencies are resolved, we performed two tests (Figure 5.9) with synthetic models presenting a high (resp. low) velocity anomaly in the eastern (resp. south eastern) part of the model, for the ray coverages available at 1.7 Hz (resp. 4 Hz). Inversion of synthetic travel-times (Figures 5.9c and d) shows that both anomalies are well reconstructed inside the array. However, their shapes are smoothed and their amplitudes attenuated, due to the strong smoothing term introduced in the tomographic inversion.

5.1.7 Inversion for the 3D Vs Model

Inversion

From the group velocity maps derived at all frequencies, local group velocity dispersion curves were reconstructed for each cell of the model. We used the Neighborhood Algorithm implemented in the Sesarray package (Wathelet, 2008) to invert these dispersion curves. As no significant low velocity layer was found during previous investigations, the parameter space was a model with 4 uniform layers of increasing velocities with depth over a half space (Table 5.2). All V_p , V_s , Poisson's ratio (ν) and thickness values were inverted, but V_p and ν are poorly resolved and do not have any influence on the resulting V_s profiles (not shown). In the inversion, the fit between forward modeled and inverted dispersion curves was estimated through the misfit M :

$$M = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{(s_{m_i} - s_{t_i})^2}{s_{m_i}^2}}, \quad (5.1)$$

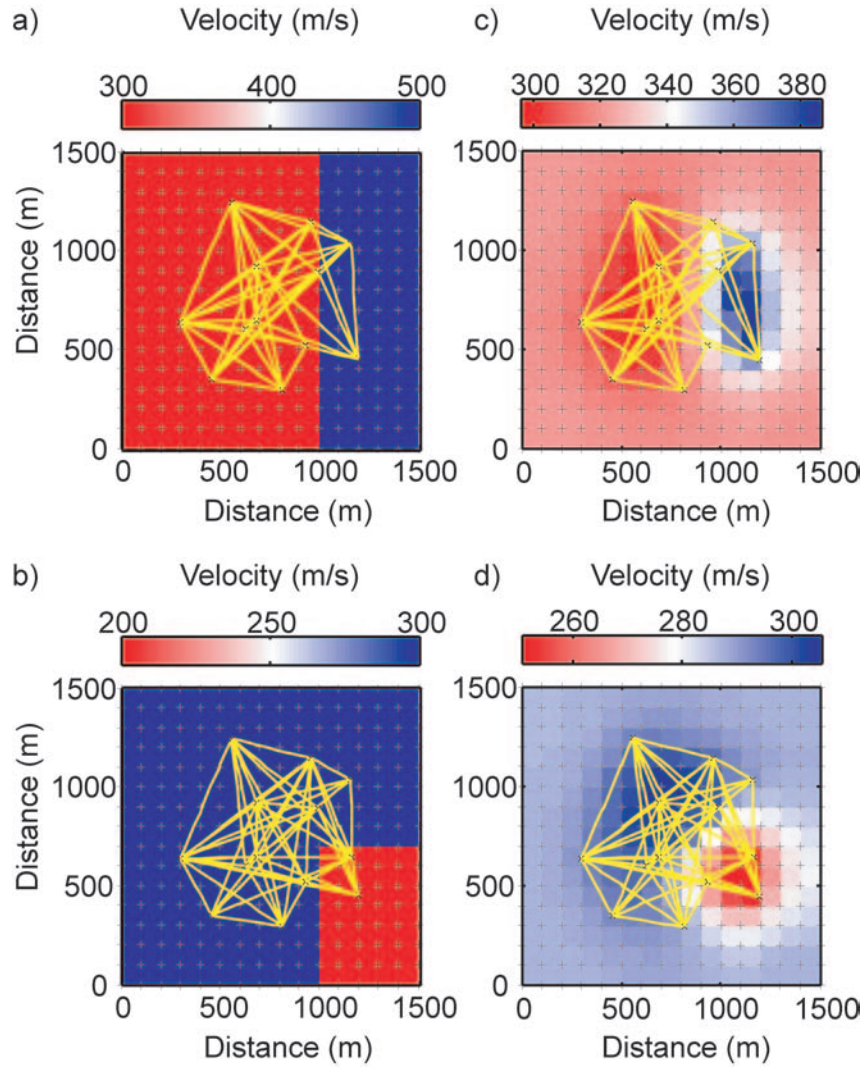


FIG. 5.9 – Spike tests. a) and b) Input models for the spike tests mimicking the tomographies at 1.7 and 4 Hz. c) and d) Corresponding inverted models.

where s_m and s_t are the measured and theoretical group slownesses, respectively and n is the number of frequencies.

Figure 5.10 shows the results of such inversion for the three cells 1 to 3 located in

TAB. 5.2 – Parameter space used for the dispersion curve inversion. ν is Poisson's ratio and ρ is density. No velocity decrease with depth is allowed.

Layer number	Vp	Vs	bottom depth	ν	ρ
1	200 - 5000	50 - 300	1 - 20	0.2 - 0.5	2000
2	200 - 5000	150 - 500	1 - 50	0.2 - 0.5	2000
3	200 - 5000	300 - 600	1 - 100	0.2 - 0.5	2000
4	200 - 5000	300 - 1000	1 - 250	0.2 - 0.5	2000
5 (bedrock)	200 - 5000	500 - 1200		0.2 - 0.5	2000

Figure 5.8. Cell 1 is representative of the western area, with low Rayleigh wave velocities at low frequencies (350 m/s at 1.7 Hz), and high velocities at intermediate and high frequencies (470 and 300 m/s at 3 and 6 Hz respectively), relatively to the other parts of the model. Cell 2 is representative of the south-central part of the area, with low velocities at intermediate frequencies (320 m/s at 3 Hz), and cell 3 is representative of the south-eastern part, with high velocities at low frequencies (450 m/s at 1.7 Hz) and low velocities at high frequencies (220 m/s at 6 Hz). Misfit values of the best inverted models are low on the whole grid, indicating that they explain correctly the data. For all cells, dispersion curves being limited at 7 Hz with velocities between 200 and 300 m/s, the first 10 m are not resolved by the inversion. Vs profiles in the western part of the array (cell 1, Figure 5.10a and d) show a velocity gradient down to about 50 m depth, over a thick uniform layer with Vs around 600 m/s, itself lying on a sharp interface (Vs > 1000 m/s) at a depth between 160 and 200 m. However, this depth corresponds to the penetration depth of our measurements, and we restrict the interpretation in section 5.1.7 to the upper part of the

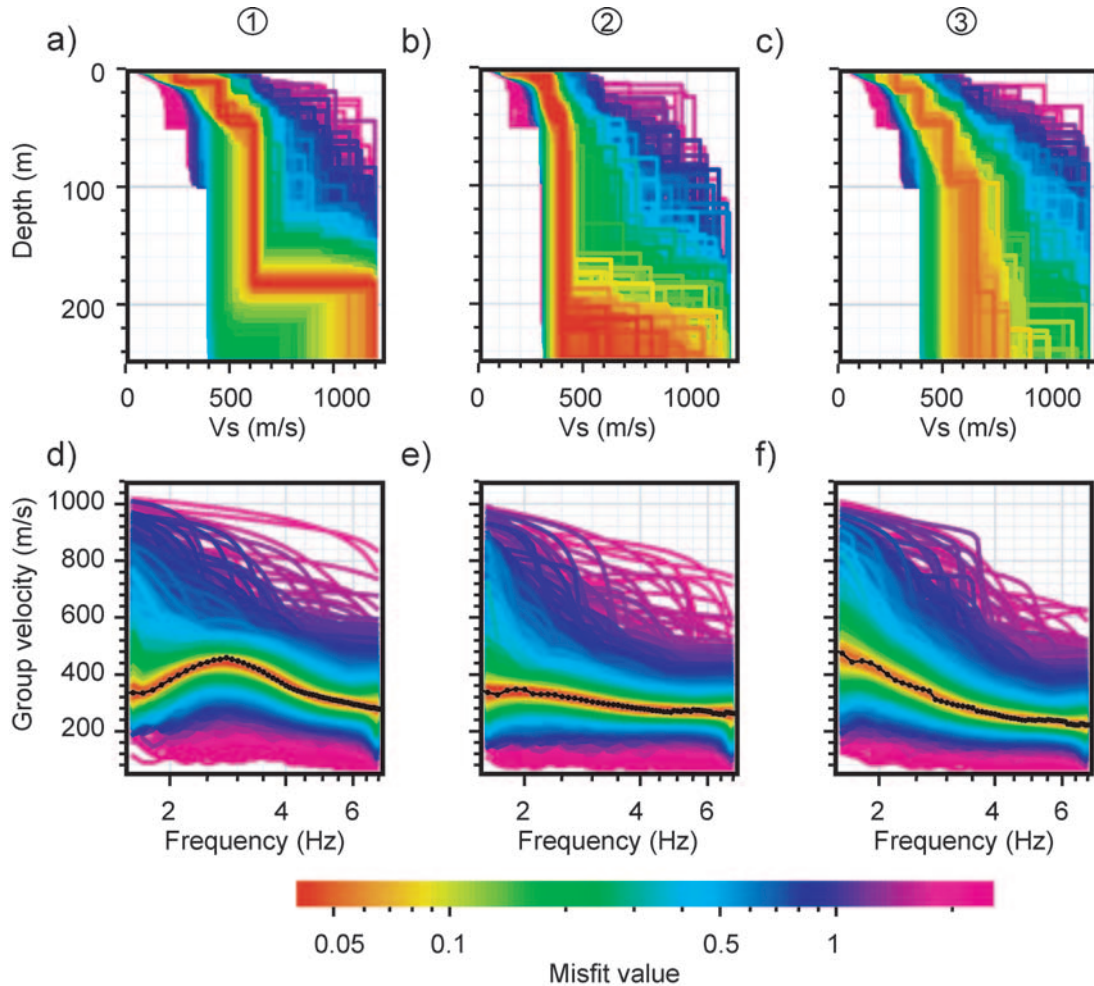


FIG. 5.10 – a) to c) Vs profiles resulting from the inversion of the local dispersion curves of cells numbered 1 to 3 in Figure 5.8 with the parameter space described in Table 5.2; d) to f) Colors : corresponding dispersion curves; Black : inverted dispersion curves measured by tomography.

profiles. In the central part of the array (cell 2, Figure 5.10b and e), Vs profiles show a similar increase of velocity with depth down to 50 m. The underlying uniform layer has a slower velocity than in the western area (around 400 - 450 m/s). The profiles are not resolved below about 170 m depth; the bedrock here is not retrieved by the inversion. Finally, in the eastern part of the area (cell 3, Figure 5.10c and f), Vs profiles also exhibit a velocity gradient in the upper part, with velocities at about 15 m depth slower than in the other parts of the array (around 300 m/s vs 400 m/s in average elsewhere). Below this gradient, inversion results show a rather homogeneous unit with Vs between 500 and 800 m/s. However, this velocity is probably underestimated because of the poor ray coverage at low frequencies in this area and of the smoothing applied in the tomography, as enlightened by the spike test in section 5.1.6 (Figure 5.9a and c).

3D Vs Model

In order to construct a 3D Vs model of the area, we computed for each cell the average of all Vs profiles that have a misfit lower than 1.2 times the minimum misfit. Figure 5.11 shows the reconstructed 3D Vs model (Figure 5.11a), and two horizontal Vs maps at 15 and 60 m depth (Figure 5.11b and c respectively). Note the significant vertical stretching of the z-axis on the 3D view and the difference in color scale between the 3D view and the maps, which allows a better visualization of the different features. Moreover, the outer parts of the model are not resolved by the tomography and are therefore blurred.

Five main features stand out, labeled A to E. Zone A, with high velocities below 150 m depth in the north-western part of the model probably corresponds to the bedrock stiff layers (alluvium and/or carbonate). As explained for the inversion of cell 1 (section 5.1.7), this part of the model lays beyond the penetration depth of our study, so is not believed very reliable. Feature B is a low velocity area ($V_s < 320$ m/s) close to the surface in the south-east of the area. It corresponds to the most active part of the landslide, also visible on the map at 15 m depth (Figure 5.11b). At this depth, velocities in undisturbed and disturbed clays (430 and 280 m/s respectively) are in good agreement with previous studies : *Jongmans et al.* (2008) measured respectively 400 and 250 m/s at 10 m depth. Feature C is a deeper low velocity area (420 m/s) in the south-central part of the model, whereas zone D exhibits relative higher velocities (550 - 600 m/s). Both of them are visible on the map at 60 m depth. Low velocities of feature C are interpreted as being linked to the presence of the Harmalière landslide to the south (cf Figures 5.1 and 5.2). Between 1981 and 2004, its headscarp has indeed continuously regressed by 10 m/year (*Moulin and Robert*, 2004) and now intersects the Avignonet landslide limit. It is therefore likely that neighboring clays are already disturbed. On the contrary, high velocities of feature D (around 600 m/s) correspond to velocities usually encountered in the undisturbed clays of the area (*Jongmans et al.*, 2009). Finally, feature E, with relatively high velocity values (500 - 550 m/s) below the eastern part of the model, relates the shallow presence of the underlying bedrock. As mentioned earlier, these velocities are underestimated because of the smoothing applied in the tomographic inversion.

In order to further compare our inverted model with previous studies, Figure 5.12 (a and b) presents two cross-sections X-X' and Y-Y', whose location is shown in Figure

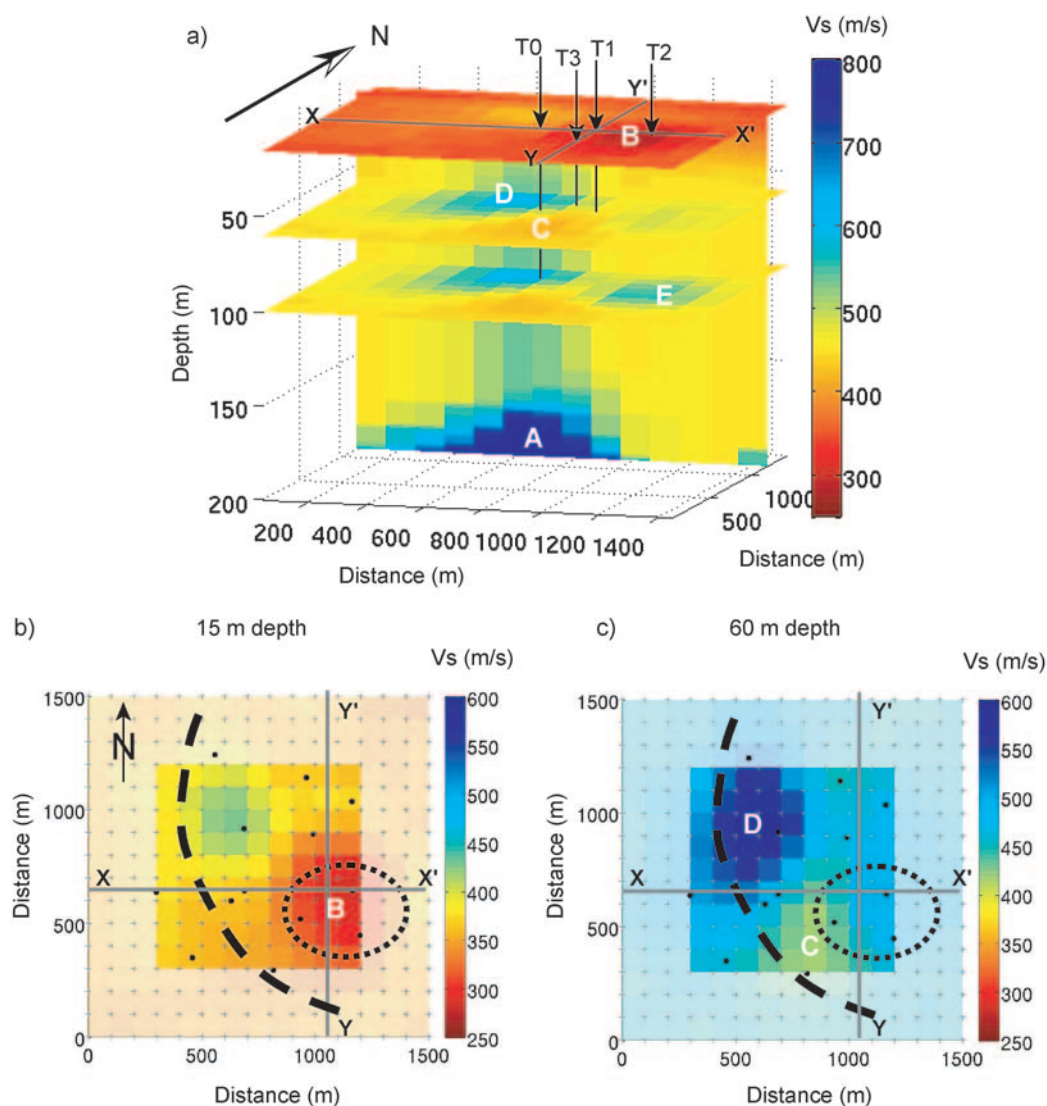


FIG. 5.11 – 3D V_s model resulting from the inversion. a) 3D view from south east, with horizontal slices at 15, 60 and 100 m depth; arrows : location of boreholes T0 to T3; A to E : particular areas described in text. b) and c) V_s maps at 15 and 60 m depth respectively (with a velocity color scale different from a); dashed line : outer limit of the landslide; dashed ellipse : most active part of the landslide; X-X' and Y-Y' : position of the sections presented in Figure 5.12.

5.11 (b and c). The color scale is the same as used in the maps of Figure 5.11. Like the outer parts of the model, the upper 10 m are not well resolved (section 5.1.7) and were blurred. The west-east section X-X' (Figure 5.12a) crosses the headscarp of the landslide and intersects boreholes T0, T1 and T2. The south-north section Y-Y' (Figure 5.12b) passes through boreholes T1 and T3.

The depths of the two slip surfaces observed in the four boreholes (Table 5.1), represented with crosses in Figures 5.12 (a and b), correlate very well with the two vertical velocity contrasts found in the inverted 3D V_s model. First, a low velocity unit ($V_s < 320$ m/s) lays on the internal slip surface observed at around 10 m depth in T1 and T2 (Fi-

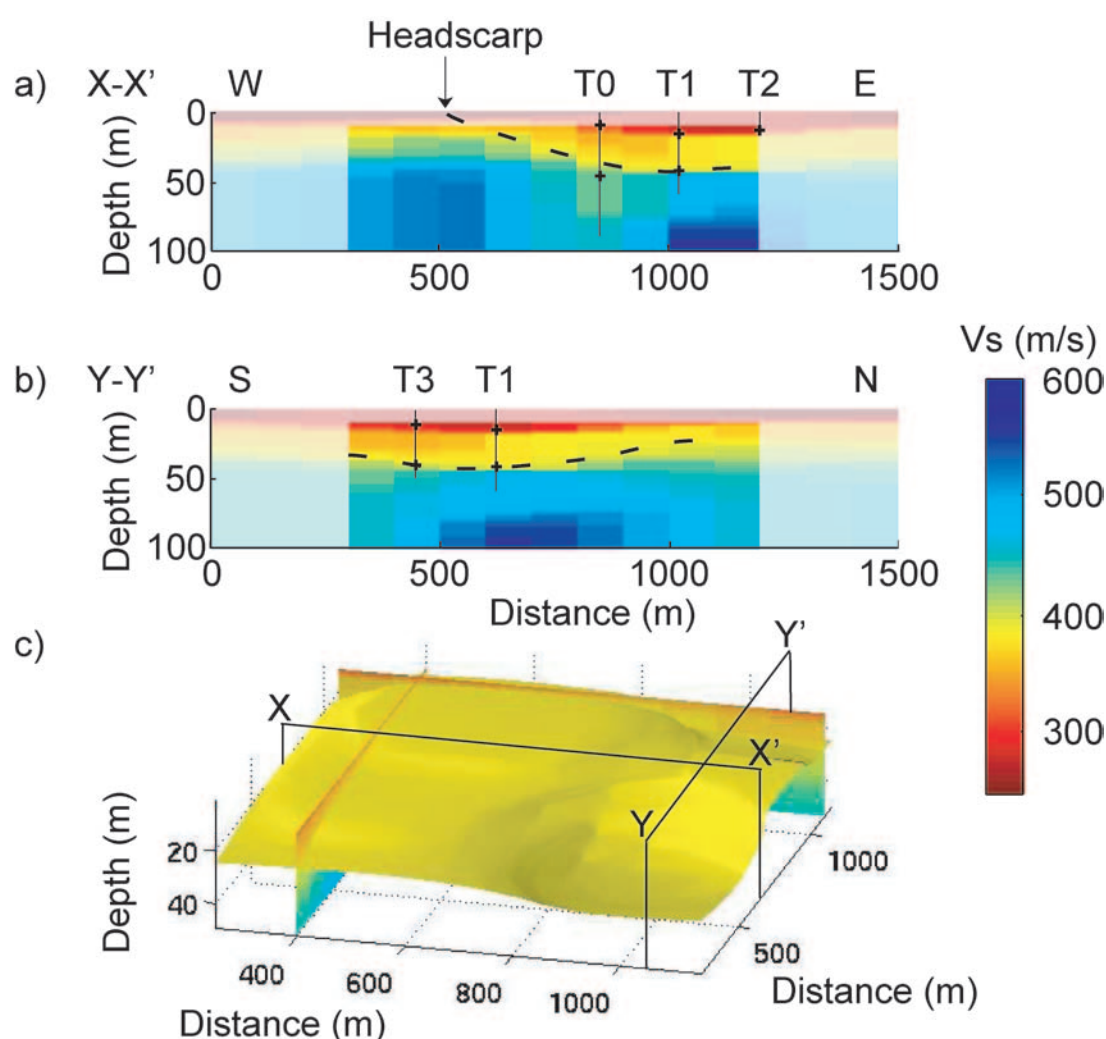


FIG. 5.12 – Comparison with previous investigations : a) and b) sections X-X' and Y-Y' respectively, down to 100 m. Their location is given in c). Crosses : depths of slip surfaces found in boreholes T0 to T3; arrow : location of landslide headscarp; dashed line : interpreted deepest limit of the landslide. c) 3D view of the 380 m/s isosurface, which approximately corresponds to the landslide deepest sliding surface.

figure 5.12 a and b). Moreover, the landslide body as a whole is characterized by a slightly higher velocity ($V_s < \sim 400$ m/s) with a thickness of about 40 m below T0 and T1 which decreases to the west, in agreement with the location of the headscarp (Figure 5.12a). The 380 m/s iso-surface is plotted in Figure 5.12c, illustrating in the eastern part the shape of the deepest sliding surface. The 3D V_s model shows that the landslide thickness decreases northwards, from about 40 m depth to the South to about 25 m depth to the North of section Y-Y' (Figure 5.12b). This suggests that the affected volume is smaller than previously thought. Based on the analysis of all sections across the model, we estimated the affected volume in the investigated area between 10 and $15 \cdot 10^6$ m³. Extending the depth found at the northern edge of our model (25 m) to the last third of the landslide area to the North, the volume of clays affected by the Avignonet landslide in its whole may be found in the order of 15 to $25 \cdot 10^6$ m³.

Each of the three processing steps induced uncertainties on the resulting model. First, no dispersion curves could be identified from the most complex waveforms, owing to the heterogeneity of the medium. This induced a simplification of the most irregular parts of the landslide. Moreover, most dispersion curves could only be identified up to 7 Hz, preventing from imaging the upper 10 m, where borehole measurements showed the shallowest sliding surface (Table 5.1). Laterally, the resolution is limited by the 100 m cell size and the strong smoothing constant used for tomography. Finally, the Vs profiles inverted from local dispersion curves depend on the adopted parameterization, which was chosen from a priori knowledge of the landslide.

5.1.8 Conclusions

Seismic ambient noise cross correlation computed on a landslide affecting clayey deposits allowed the retrieval of the Rayleigh wave Green's functions and the estimation of their group velocity dispersion curves in the 2 to 5 Hz frequency range. These ones were complementary to the dispersion curves computed from shot signals in the 3 to 7 Hz frequency range. The analysis of the convergence of the correlations toward the Green's functions showed that at frequencies higher than 5 Hz, the recording time length was not sufficient for the correlation to be stable. This emphasizes the negative role of absorption in the convergence process. Looking at the azimuthal distribution of the retrieved slownesses, we observed a strong anisotropy of the wavefield at 1 Hz, dominated by waves from west to east and their reflection on the east of the area. Rayleigh wave dispersion curves were thus extracted between 1.5 and 7 Hz from the combination of active and passive measurements. Local group dispersion curves were computed in this frequency range by tomographic inversion. Because of the sparse ray coverage, we used a strong smoothing term which allowed the correct imaging of soft lateral velocity variations, but smoothed sharp contrasts as the one in the south-east of the studied area (bedrock rise). The dispersion curves derived at all cells of the tomographic grid were inverted with a Neighborhood Algorithm for retrieving a 3D Vs model of the area down to more than 100 m depth. The results are in very good agreement with previous investigations of the landslide.

This work allowed a 3D imaging of the Avignonet landslide and confirms that the cross-correlation technique may be applied for retrieving Green's function on such kilometer size geological objects. The development of wireless acquisition systems such as the HRI network used in this study, or the Wireless ARray ANalysis system (WARAN, *Ohrnberger et al.*, 2006) should ease the acquisition of noise data at this scale. Regarding data processing, we needed here to combine correlations with active seismic data for extracting the high frequency part of dispersion curves, and we were limited at low frequencies by the noise directivity. New processing techniques using for example time-frequency stacking algorithms based on the S-transform (*Stockwell*, 2007; *Baig et al.*, 2009) should help to decrease the record length required at high frequencies. Moreover, the rotation algorithm proposed by *Roux* (2009) should allow the reconstruction of the Green's function even in the case of directional noise. Finally, joint inverting the Rayleigh wave dispersion curves with Love wave dispersion curves estimated from horizontal components and resonance frequencies derived from H/V ratios should help constraining the inversion and improve the resolution of the model at shallower and deeper depth respectively (*Gouédard*, 2008;

Scherbaum et al., 2003). The first application of the cross-correlation technique to a landslide is a promising result for imaging and monitoring kilometeric scale 2D or 3D objects.

5.1.9 Acknowledgments

This work was funded by the European project NERIES and partly supported by the MOUNTAIN RISKS Marie Curie project. The two permanent stations are part of the OMIV seismic network, and are maintained by Rémi Béthoux, Catherine Péquegnat and Ekaterina Bourova. We want to thank Yves Orengo, Fabrice Doré and Sandrine Roussel for technical support during fieldwork, as well as three anonymous reviewers for their helpful suggestions, which improved the quality of the manuscript.

5.2 Suivi temporel du glissement de terrain à partir des inter-corrélations

Après sa caractérisation spatiale, la deuxième étape de l'analyse d'un glissement de terrain et du risque qu'il représente consiste à étudier son évolution. Les techniques de suivi temporel des glissements de terrain habituellement utilisées sont des méthodes géotechniques ou géodésiques qui visent à caractériser les déplacements (extensomètres, inclinomètres, points GPS, photographies ou vidéos prises à intervalles réguliers depuis un point fixe), ou le régime hydrologique (relevés pluviométriques, piézomètres, mesures de teneur en eau, mesures de pression de pore) du glissement (e.g. *Angeli et al.*, 2000). Ces données fournissent une information continue dans le temps et ponctuelle sur le glissement. D'autre part, le développement relativement récent des techniques géophysiques de tomographie (essentiellement sismique et électrique) permet également, par répétition des mesures à intervalles réguliers, de suivre dans le temps les évolutions des paramètres mécaniques (vitesses des ondes) ou électriques. Ces mesures, ponctuelles en temps, permettent d'avoir une vision spatiale du glissement de terrain, mais leur mise en oeuvre demande une plus grande mobilisation de personnel.

A Avignonet, la relation entre V_s et vitesse de déplacement du glissement, mise en évidence par *Jongmans et al.* (2009) ainsi que par l'étude de la section 5.1, permet de considérer V_s pour caractériser l'évolution temporelle du glissement de terrain. Parce que le bruit sismique ambiant est généralement constitué d'ondes de surface (*Bonnefoy-Claudet et al.*, 2006c), les techniques d'inter-corrélation appliquées aux vibrations ambiantes fournissent l'évolution de la propagation des ondes de surface au cours du temps, elle-même contrôlée par le paramètre V_s . A plus grande échelle, ces techniques ont permis d'observer des variations temporelles de vitesse sismique sur des volcans de l'ordre de la dizaine de kilomètres de diamètre. *Sens-Schönfelder and Wegler* (2006) ont ainsi mis en évidence la relation entre les variations du niveau de la nappe phréatique et les variations de vitesse sur le volcan Merapi, en Indonésie. Par ailleurs, *Brenquier et al.* (2008) ont montré que les éruptions du Piton de la Fournaise sont précédées d'une diminution relative de vitesse de l'ordre de 0.1% dans la dizaine de jours précédant l'éruption, détectable grâce au suivi temporel des inter-corrélations. Ces nouvelles techniques permettent donc de caractériser dans le temps le milieu environnant chaque paire de stations utilisées.

Cette section présente l'analyse des inter-corrélations obtenues à Avignonet et leur évolution temporelle. Les corrélations sont calculées pour les deux stations AVP et AVM, du réseau OMIV, qui sont situées sur le glissement de terrain (Figure 2.11). Après avoir décrit dans une première partie les étapes du calcul des inter-corrélations, nous analysons dans une deuxième partie les principales caractéristiques des formes d'onde obtenues, en particulier leur taux de convergence vers la corrélation limite et leur stabilité. Ces caractéristiques nous permettent de définir les paramètres utilisés par la suite : gammes de fréquence étudiées, durée de bruit ambiant utilisée pour calculer les inter-corrélations, ainsi que part de la coda utile au calcul des variations temporelles. La troisième partie est consacrée à l'analyse des variations temporelles observées sur le glissement de terrain.

5.2.1 Calcul des inter-corrélations

Les inter-corrélations sont calculées de la même manière que dans la section 5.1 : après suppression de la moyenne et de la tendance linéaire, chaque enregistrement d'1 heure de bruit ambiant est d'abord blanchi entre 0.5 et 20 Hz, et l'inter-corrélation est calculée sur le signe du signal résultant. Le blanchiment (normalisation spectrale) égalise l'importance de toutes les fréquences et supprime la domination de pics à des fréquences particulières, tandis que le fait de ne regarder que le signe du signal et non son amplitude (normalisation temporelle) limite l'importance des événements de forte amplitude (séismes ou signaux émis par des sources proches) par rapport à celle du reste du signal (*Campillo and Paul, 2003*).

Les corrélations de 1h sont ensuite sommées pour obtenir la durée de bruit T choisie. Pour détecter les problèmes instrumentaux (courants et relativement aléatoires) et écarter les signaux correspondants, seules les corrélations dont le rapport signal/bruit (énergie autour du maximum / énergie à 30 s) $S/N > 2.5$ sont incluses dans la somme.

Sur les figures présentées, sauf indication contraire, les temps positifs (resp. négatifs) correspondent à la propagation de AVP vers AVM (resp. AVM vers AVP). De plus, nous ne présentons ici que les résultats obtenus en corrélant les composantes verticales des enregistrements.

5.2.2 Convergence et stabilité des inter-corrélations

Convergence, durées de bruit corrélé et choix des gammes de fréquence

Pour étudier les variations temporelles des corrélations, *Hadziioannou et al. (2009)* ont montré qu'il n'est pas nécessaire de reconstruire la fonction de Green exacte ; la seule condition nécessaire est celle de la stabilité du bruit ambiant dans le temps, qui assure la stabilité de la fonction de corrélation reconstruite. Afin de déterminer la durée de bruit ambiant nécessaire à la stabilité des corrélations, ce paragraphe reprend la méthode utilisée dans la section 5.1 pour analyser la convergence des corrélations aux fréquences de 1.5 Hz et de 2 à 10 Hz, par pas de 1 Hz.

Pour chaque fréquence, une fonction de référence est calculée à partir de la somme des corrélations du mois d'août 2008, filtrée sur une bande de fréquence de $\pm 30\%$ autour de la fréquence centrale. Par ailleurs, pour des durées croissantes de X heures ($X=70, 140, 210 \dots, 630$), X corrélations d'1 h sélectionnées au hasard sont sommées pour former une corrélation partielle. Pour chaque durée, 20 tirages au sort sont réalisés. Pour chacun de ces tirages, on calcule alors le coefficient de corrélation entre corrélation de référence et corrélation partielle, toutes deux normalisées par leur maximum et pour des temps d'arrivées τ entre 1 et 10s. Ce calcul est réalisé séparément sur les parties causale et acausale des corrélations, et le calcul du coefficient de corrélation entre ces deux parties permet d'estimer la symétrie des corrélations.

La Figure 5.13 présente les résultats obtenus pour les fréquences de 2 et 8 Hz. Sur ces figures, chaque tirage est représenté par un point positionné en fonction la durée de bruit corrélé et du coefficient de corrélation avec la référence, et est coloré en fonction

de la symétrie de la corrélation partielle (coefficient de corrélation entre parties causale et acausale). Comme déjà observé sur les résultats du réseau IHR, la convergence est plus rapide et les corrélations sont plus symétriques à 2 Hz qu'à 8 Hz. Pour chacune des fréquences, nous avons de plus estimé un temps de convergence, correspondant au premier temps auquel tous les tirages ont montré un coefficient de corrélation avec la référence supérieur à 0.99. Le tableau 5.3 rassemble les valeurs de temps ainsi relevées. En dessous de 3 Hz, la convergence est rapide (moins de 100 h ou 4 jours); entre 3 et 5 Hz, elle est relativement rapide dans le sens AVP - AVM (moins de 200 heures ou 8 jours), et plus lente dans le sens AVM - AVP (moins de 400 heures ou 16 jours). Au dessus de 5 Hz, la convergence est obtenue dans les deux sens après plus de 250 h ou 10 jours.

Ces temps de convergence plus courts pour les basses fréquences, sont essentiellement liés à l'agrandissement de la zone de cohérence (ensemble des azimuts qui participent à la reconstruction de la fonction de Green) avec l'allongement de la longueur d'onde, comme démontré par (Larose, 2006) (voir section 1.2.2). Cet effet est par ailleurs renforcé d'une part par la différence d'excitation du milieu aux différentes fréquences, plus permanente à basse fréquence (voir section 5.3), d'autre part par l'absorption dans le milieu, plus importante à haute fréquence.

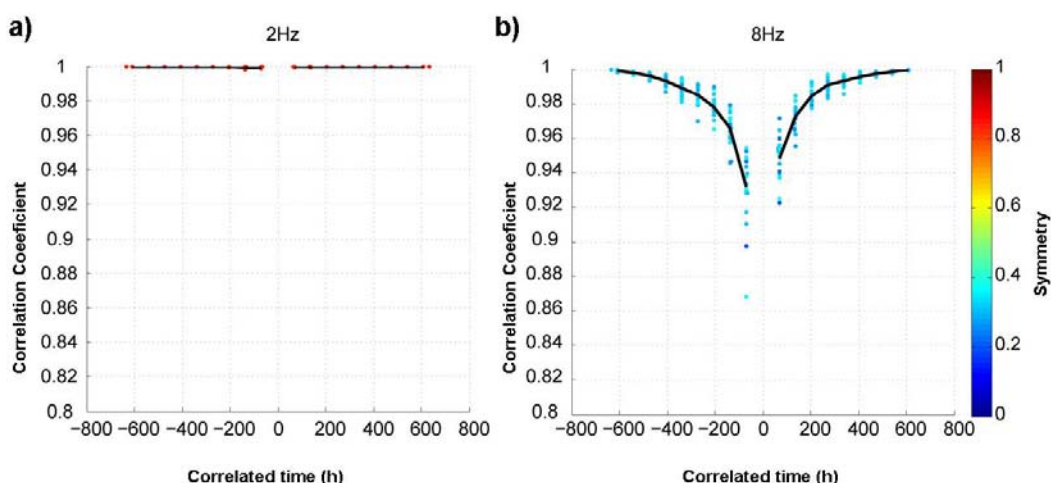


FIG. 5.13 – Convergence of the correlation functions around (a) 2 and (b) 8 Hz. Positive (resp. negative) times correspond to AVP to AVM (resp. AVM to AVP) propagation. The color scale indicates the correlation coefficient between causal and acausal parts of the cross-correlations, i.e. is an indicator of their symmetry.

TAB. 5.3 – Length of ambient noise needed for all draws to present a correlation coefficient with reference higher than 0.99

Frequency (Hz)	1.5	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Time AVP → AVM (hour)	67	67	67	135	200	270	340	410	410	410
Time AVM → AVP (hour)	67	67	200	340	410	410	410	480	480	410

Le glissement affectant le terrain jusqu'à environ 50 m de profondeur pour des vitesses de phase des ondes de surface de l'ordre de 500 m/s, les fréquences susceptibles d'être les

plus sensibles à des variations liées au glissement sont supérieures à 3Hz. Pour analyser le compromis entre convergence des corrélations et fréquences susceptibles d'observer un changement, nous présentons les résultats pour trois gammes différentes : (1) fréquences de 1.3 à 3.5 Hz, qui convergent rapidement mais dont la propagation est affectée aussi par le milieu en dessous du glissement, (2) fréquences de 2 à 5 Hz, qui convergent relativement rapidement et sont sensibles au glissement de terrain et à la formation argileuse saine sous-jacente et (3) fréquences de 5 à 10 Hz, qui échantillonnent la surface (entre 5 et 30 m de profondeur), mais qui ne convergent qu'après plus de 16 jours. Cette longue durée pose problème d'une part parce que les données à Avignonet ne couvrent que peu de périodes continues de plus de 16 jours, d'autre part parce que la résolution temporelle de la méthode se trouve diminuée.

Stabilité des corrélations et longueur de coda

Pour les trois gammes de fréquences choisies, la Figure 5.14 présente d'une part l'évolution des inter-corrélations calculées à partir de 1 jour de bruit ambiant (colonne de gauche), d'autre part la comparaison de corrélations calculées à partir de 12 périodes distinctes de 12 jours de bruit (colonne de droite). Dans les gammes de fréquences 1.3-3.5 Hz et 2-5 Hz, les corrélations paraissent très stables, avec des arrivées cohérentes jusqu'à 10 s dans la coda (visibles sur les graphes b), d) et e)). L'amplitude de l'onde directe semble stable de AVP vers AVM (partie de droite), alors qu'elle varie de AVM vers AVP (partie de gauche). De plus, les corrélations à basse fréquence ne sont pas symétriques, témoignant d'une asymétrie du champ d'onde à ces fréquences comme déjà observé dans la section 5.1.6. En accord avec l'étude sur la convergence, le rapport signal sur bruit est moins bon aux fréquences entre 5 et 10 Hz, les formes d'ondes reconstruites sont moins symétriques, et seules les arrivées directes (à 1 s) semblent être cohérentes d'une corrélation à l'autre. Il semble donc possible d'étudier les variations de vitesse au moins dans les deux gammes de fréquences les plus basses.

Émergence et durée de la coda reconstruite

Pour estimer la durée de coda utile au calcul des variations de vitesse, les enveloppes des corrélations ont été calculées afin d'identifier la partie de la coda dont le rapport signal sur bruit est suffisant. Dans leur étude en laboratoire, *Hadziioannou et al.* (2009) ont montré que la technique des doublets était capable d'identifier des variations temporelles de l'ordre de 1/1000 pour des rapports signal/bruit supérieurs à 10, tandis que la méthode du stretching permet de les identifier jusqu'à un rapport signal sur bruit égal à 1. Dans cette étude cependant, les sources de bruit étaient parfaitement maîtrisées, et l'on s'attend à de moins bons résultats en milieu naturel.

Sur l'ensemble des données disponibles, les corrélations sont calculées pour des fenêtres glissantes de durée $T = 6$ h, 1, 2, 4, 8 et 12 jours de bruit ambiant - fenêtres distinctes pour les durées de 6 h et 1 jour, et décalées de 1 jour pour les autres durées. Ces corrélations sont ensuite filtrées dans chacune des 3 gammes de fréquence étudiées, et leurs enveloppes (module de la transformée de Hilbert) sont normalisées par leur maximum puis moyennées. Les résultats sont présentés Figure 5.15. On distingue sur ces figures 3 parties différentes :

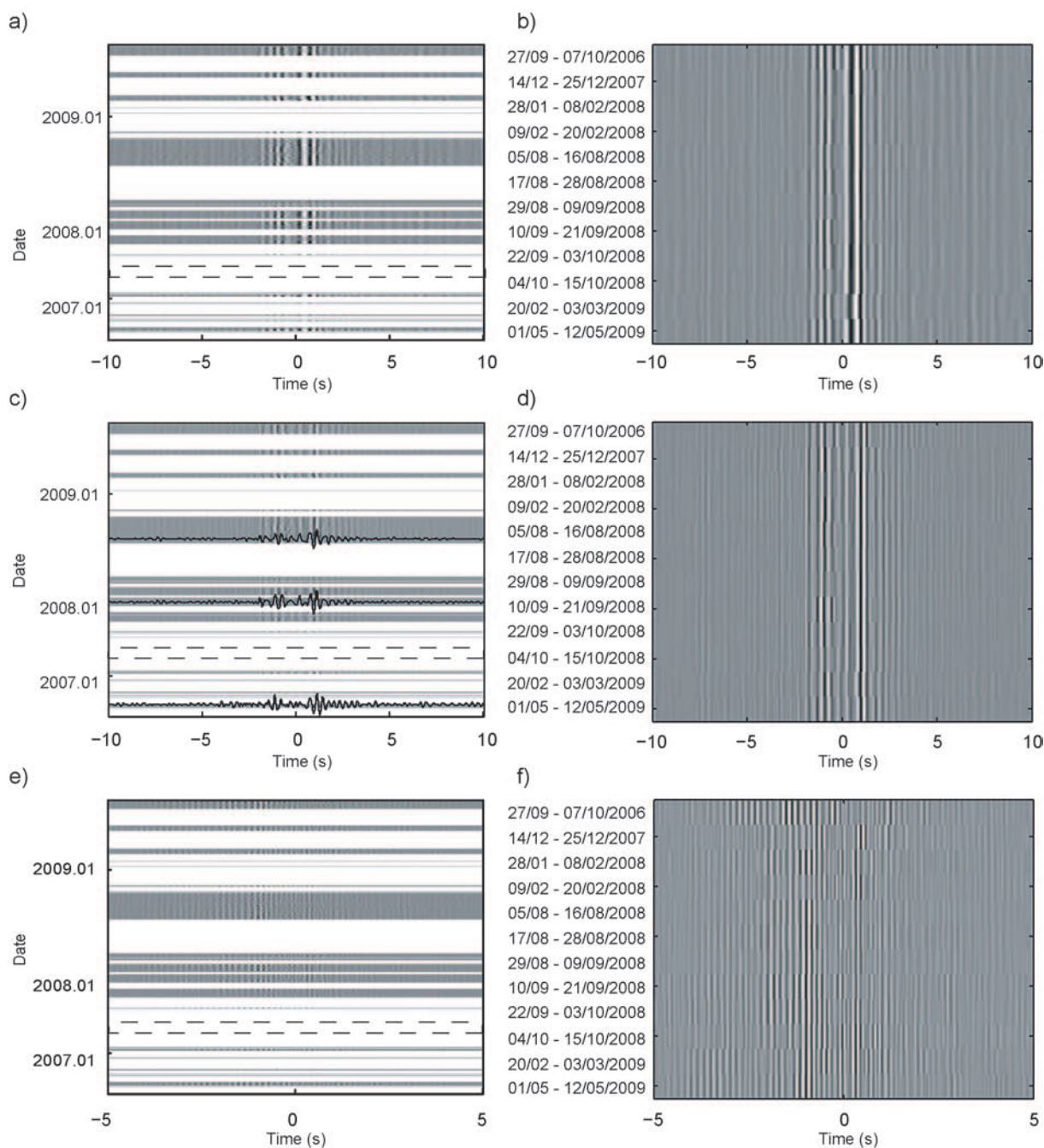


FIG. 5.14 – *Stability of the correlation functions in the a) and b) 1.3-3.5 Hz, c) and d) 2-5 Hz, e) and f) 5-10 Hz frequency bands. Left : Temporal evolution of the 1 day cross-correlation functions. Dashed lines indicate a gap in the date axis. Right : comparison of twelve 12-day-long correlations functions.*

le maximum de l'enveloppe (vers 1 s) est associé à l'arrivée directe de l'onde de Rayleigh ; la période de décroissance (surlignée par la courbe noire) correspond à la partie reconstruite de la coda de la corrélation (qui n'est pas nécessairement égale à celle de la fonction de Green) ; enfin, la partie où l'amplitude ne varie pas traduit le niveau de bruit, ou niveau de fluctuations.

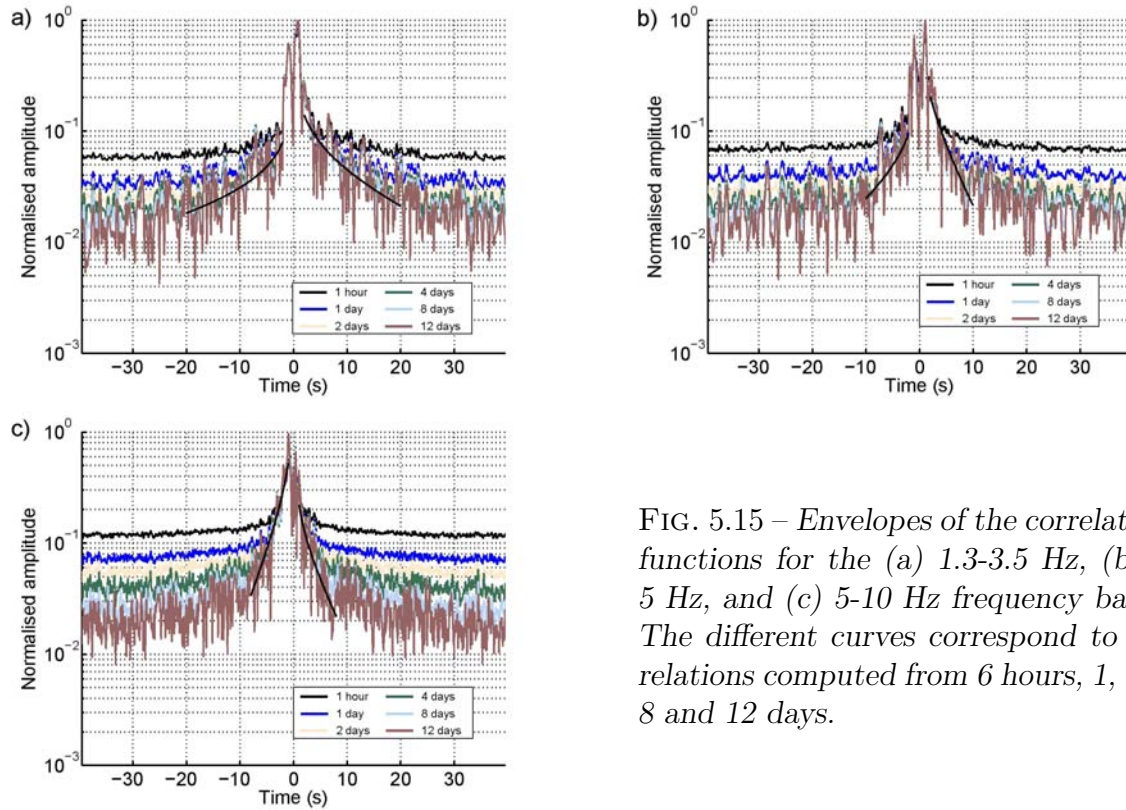


FIG. 5.15 – Envelopes of the correlations functions for the (a) 1.3-3.5 Hz, (b) 2-5 Hz, and (c) 5-10 Hz frequency bands. The different curves correspond to correlations computed from 6 hours, 1, 2, 4, 8 and 12 days.

Ce niveau de bruit est plus important à haute fréquence (rapport bruit/signal autour de 0.015) qu'à basse fréquence (rapport bruit/signal autour de 0.01). Par ailleurs, à haute fréquence (Figure 5.15 c), le rapport signal/bruit évolue encore entre 8 et 12 jours de bruit : les corrélations entre 5 et 10 Hz n'ont pas encore convergé après 12 jours. Enfin, on peut identifier les temps pour lesquels la coda a une amplitude au moins 2 fois supérieure à celle du bruit pour les corrélations de 12 jours de bruit ambiant : jusqu'à 15 s pour la gamme de fréquences 1.3-3.5 Hz, jusqu'à 10 s pour la gamme 2-5 Hz, et jusqu'à 8 s pour la gamme 5-10 Hz.

Dans le paragraphe précédent, nous avons estimé la part de la coda reconstruite pour chaque durée de bruit corrélé ($T = 6h, 1, 2, 4, 8$ et 12 jours) en comparant l'amplitude de la corrélation à tous les temps τ , à l'amplitude de la corrélation aux temps τ longs. Une autre manière de visualiser la part de coda reconstruite consiste à comparer, pour chaque temps τ , l'amplitude de la corrélation à celle de la corrélation limite, correspondant à une durée de bruit corrélé T infinie. Celle-ci est calculée, pour chaque temps τ , à partir de la décroissance en $1/\sqrt{T}$ de l'écart type Std des corrélations (dans une fenêtre centrée sur τ) vers l'écart type de la corrélation limite (Sabra *et al.*, 2005; Weaver and Lobkis, 2005; Larose *et al.*, 2008, voir section 1.2.2). Cette décroissance suit la loi de l'équation 5.2 :

$$Std = \frac{a}{\sqrt{T}} + b, \quad (5.2)$$

où Std est l'écart type, T est la durée de bruit corrélé et a et b sont les paramètres de la régression (voir section 1.2.2).

Nous calculons donc dans un premier temps l'écart type Std des corrélations norma-

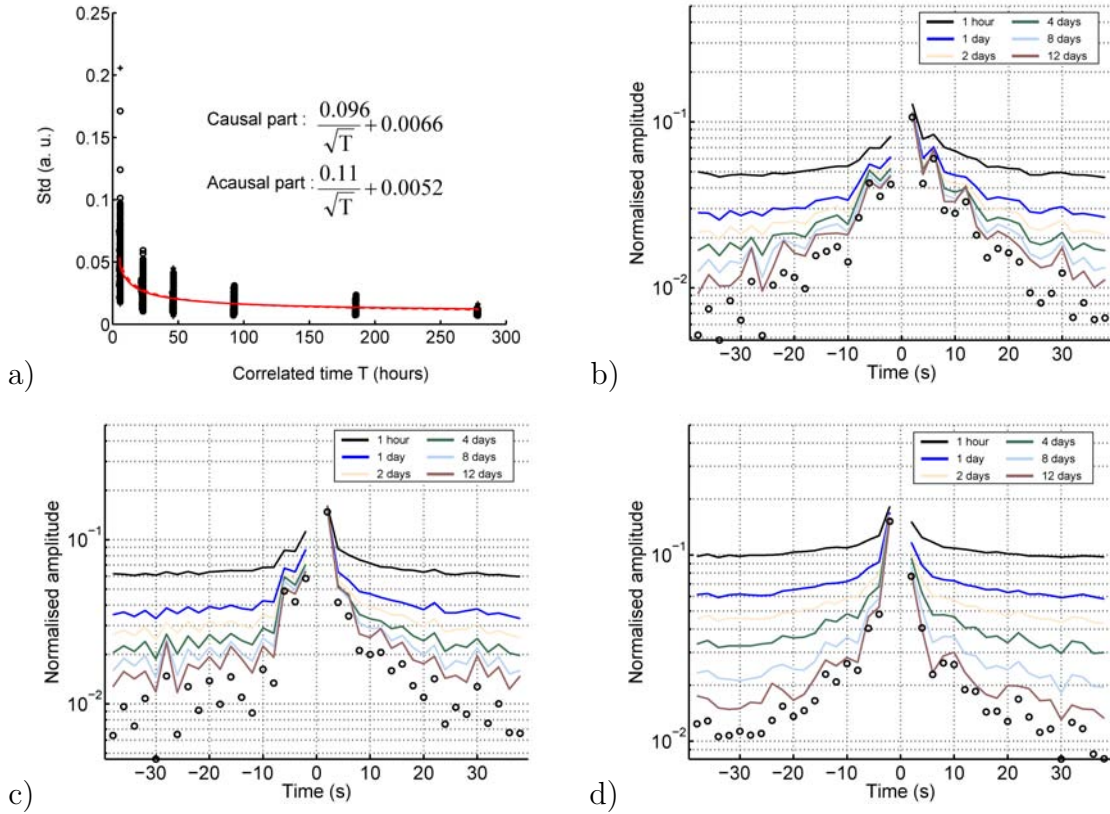


FIG. 5.16 – a) Standard deviation computed for all correlations (black points) and law of evolution of the mean standard deviation (red line) with increasing correlated time T for the time window centered at $\tau=38$ s in the 2-5 Hz frequency band. b) to d) Average of the standard deviation in 2 s length moving windows, for correlations of 6h, 1, 2, 4, 8 and 12 day (colors), and limit of the energy of the correlation at infinite correlated times (circles) in the b) 1.3-3.5 Hz, c) 2-5 Hz and d) 5-10 Hz frequency bands.

lisées par leur maximum, dans des fenêtres glissantes de 2 s. Ce calcul est effectué pour toutes les corrélations disponibles correspondant à des durées de bruit corrélé T de 6 heures, 1, 2, 4, 8 et 12 jours. Les points noirs sur la Figure 5.16 (a) représentent ces écarts types pour la fenêtre à $\tau=38$ s dans la gamme de fréquence 2-5 Hz. Les courbes en traits pleins sur les Figures 5.16 (b à d) correspondent à la moyenne de ces écarts types sur toutes les corrélations disponibles pour les différentes fenêtres glissantes et chaque durée de bruit corrélé T .

Nous effectuons ensuite une régression pour trouver, pour chaque temps τ et chaque gamme de fréquence, les paramètres a et b . Le paramètre b est l'écart type de la corrélation limite (à T infinie), et est représenté sur les Figures 5.16 (b à d) par des ronds noirs. Ces figures indiquent que pour les trois gammes de fréquence, les corrélations de 12 jours de bruit ont des amplitudes comparables à celle de la corrélation à T infinie jusqu'à $\tau=10$ s environ.

Ce paragraphe a présenté la stabilité et la convergence des corrélations dans les trois gammes de fréquences choisies pour leurs différents taux de convergence et leurs différentes

profondeurs de sensibilité. Visuellement, les corrélations semblent stables au moins pour les deux gammes de fréquences les plus basses, avec des arrivées jusqu'à 1 s environ que l'on retrouve tout au long de la période d'enregistrement. L'étude des enveloppes des corrélations et de l'évolution du rapport signal/bruit avec la durée de temps corrélé nous a de plus montré que la coda des corrélations de 12 jours de bruit a les mêmes amplitudes que la corrélation limite (qui correspondrait à une durée de bruit infinie) jusqu'à environ 10 s.

Dans la partie suivante, nous analysons les variations de vitesse des corrélations dans la coda jusqu'à 10 s, pour les gammes de fréquences de 1.3 à 3.5 Hz, 2 à 5 Hz, et 5 à 10 Hz.

5.2.3 Variations de vitesse au cours du temps

Deux techniques sont utilisées dans cette section pour mesurer les variations relatives de vitesse au cours du temps : la technique des doublets et la technique de stretching. Elles sont décrites en détails dans le chapitre 1. Toutes deux sont basées sur l'hypothèse que les variations des formes d'ondes observées sont exclusivement dues à une variation de vitesse homogène dans le volume échantillonné par les ondes. Cette variation de vitesse homogène implique une variation relative de temps d'arrivée constante le long de la corrélation : $\Delta\tau/\tau$ constant.

Comme dans la partie précédente, les temps τ positifs correspondent à la propagation de AVP vers AVM, tandis que les temps τ négatifs correspondent à la propagation de AVM vers AVP.

Technique des doublets

La technique des doublets appliquées aux inter-corrélations de bruit ambiant (*Poupinet et al.*, 1984; *Got and Coutant*, 1997; *Brenquier et al.*, 2008) se déroule en trois étapes : 1) mesure des délais à tous les temps τ le long d'une corrélation à la date D, 2) mesure de la variation relative de vitesse à toutes les dates D (relativement à une référence), et 3) analyse de l'évolution de ces variations de vitesse.

– Mesure de délai

La première étape consiste à calculer, sur des fenêtres glissantes le long des deux signaux, la pente de la phase de leur interspectre. On fait alors l'hypothèse que la longueur de la fenêtre est suffisamment petite pour supposer un décalage entre les deux signaux constant dans cette fenêtre. Dans cette hypothèse, la phase de l'interspectre évolue linéairement avec la fréquence, et la pente de cette droite correspond au décalage. Parce que les deux signaux ne sont dans la pratique pas identiques, la mesure de cette pente par régression linéaire est pondérée pour chaque fréquence par la cohérence entre les deux signaux.

La Figure 5.17 présente deux mesures de cohérence (a et c) et de phase de l'interspectre (b et d) entre la corrélation de référence calculée sur l'année 2008, et une corrélation de 12 jours autour du 31 août 2008. Ces deux mesures correspondent à deux fenêtres de 1.6 s centrées sur $\tau=2$ s (a et b) et $\tau=-10$ s (c et d). La phase a dans ce cas été déroulée

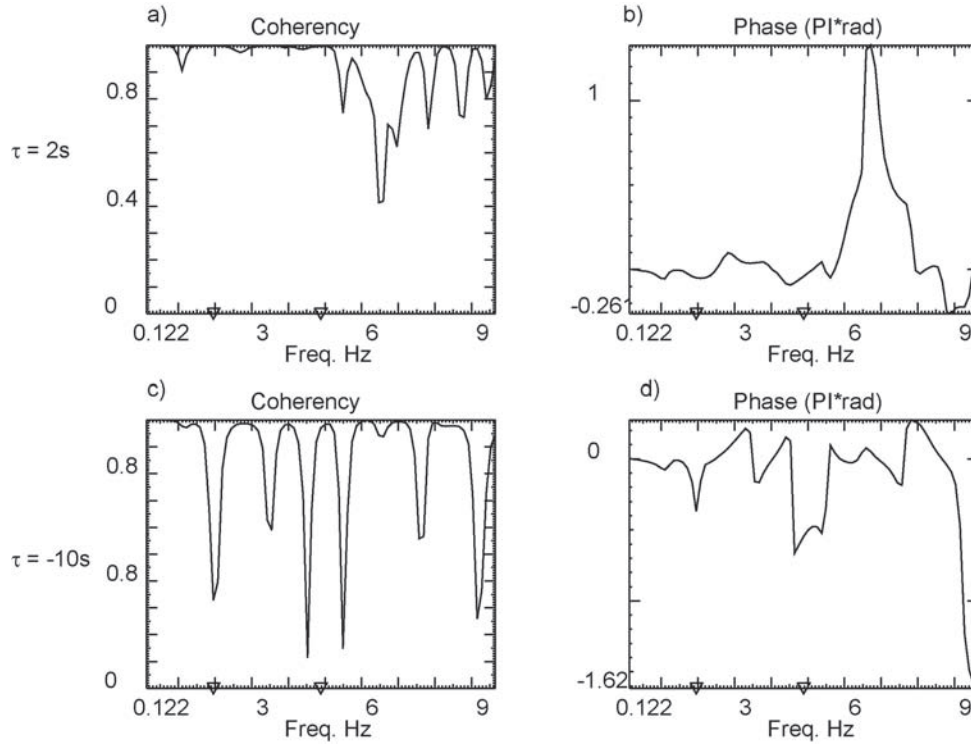


FIG. 5.17 – Measure of delay time $\Delta\tau$ for a 12 day long correlation centered on August, 31st 2008, in the 2-5 Hz frequency band, for 1.6 s time windows centered on a) and b) $\tau=2$ s and c) and d) $\tau=-10$ s. a) and c) : coherency, b) and d) phase of the cross-spectrum. Triangles indicate the limits of the investigated frequency band.

de manière à être correcte dans la gamme de fréquence de 2 à 5 Hz, marquée par deux triangles sur l'axe des x. Pour la première fenêtre (Figure 5.17 a et b), la cohérence est bonne sur l'ensemble de la gamme de fréquence étudiée, et la phase de l'interspectre peut être approchée par une droite. Pour la deuxième fenêtre (Figure 5.17 c et d), la cohérence est moins bonne dans la gamme de fréquence concernée, et il est difficile d'assimiler la forme de la phase à une droite. Deux paramètres permettent d'évaluer la validité de la mesure : d'une part la valeur de la cohérence moyenne sur la gamme de fréquence étudiée, notée C , d'autre part l'erreur sur la mesure de la pente, que l'on notera $E_{\Delta\tau}$.

– Mesure de variations relatives de temps d'arrivée

La Figure 5.18 présente les résultats des mesures de délais effectuées entre la corrélation de référence et 3 corrélations de 12 jours de bruit, en octobre 2006 (a), août 2008 (b) et juillet 2009 (c). Pour chacune de ces dates, les résultats sont montrés pour les 3 gammes de fréquences choisies (1.3-3.5 Hz en haut, 2-5 Hz au milieu et 5-10 Hz en bas), et pour deux longueurs de fenêtres glissantes différentes : environ trois fois la période maximale (soit respectivement 2.4 s, 1.6 s et 0.8 s, colonne de gauche), et 4 s (colonne de droite). La première longueur satisfait l'hypothèse d'une longueur de fenêtre petite, dans laquelle on peut supposer un décalage constant. Cependant, les comparaisons présentées dans la Figure 5.18 montrent que les mesures de délai sont plus stables avec des fenêtres glissantes

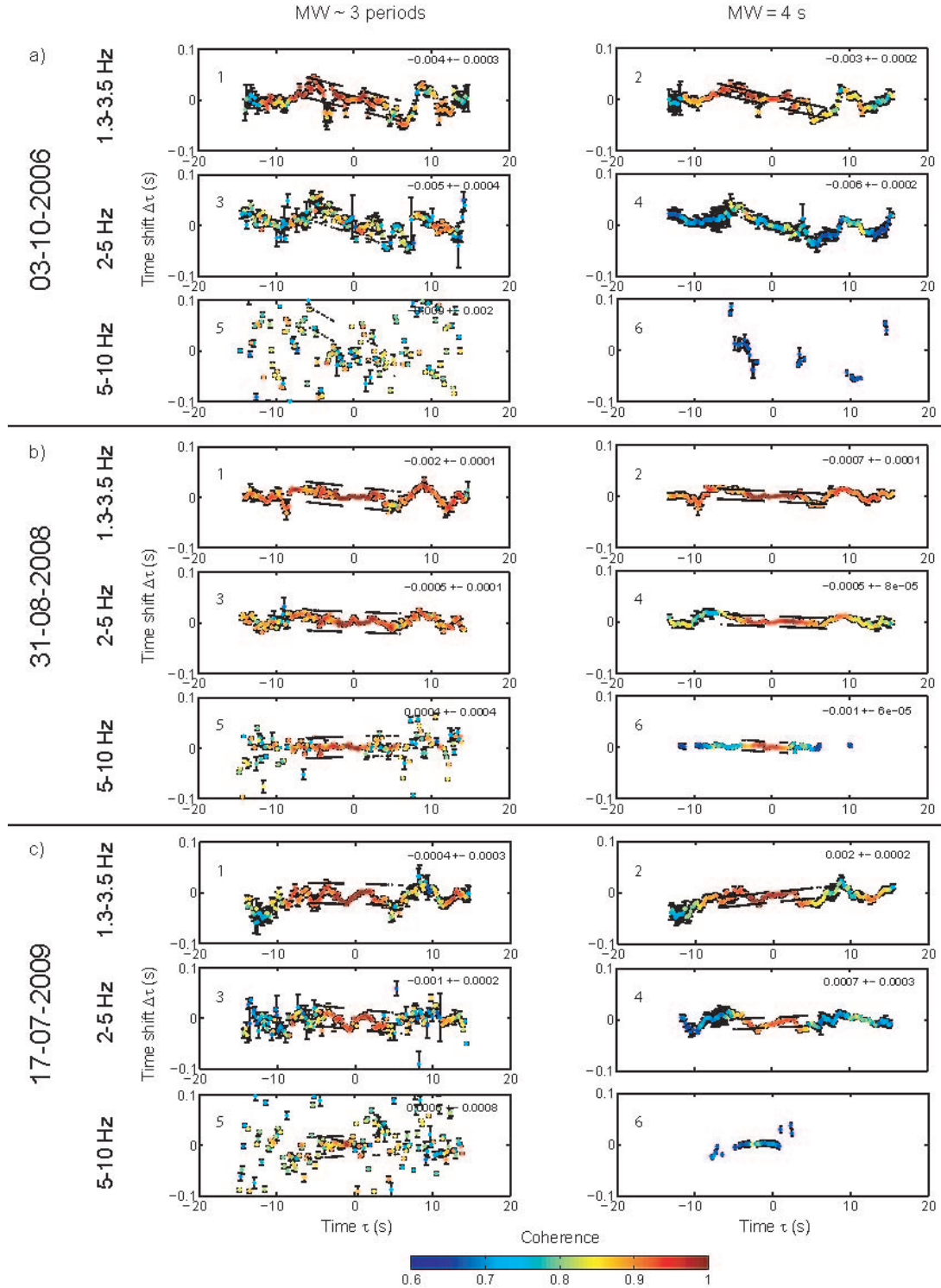


FIG. 5.18 – Measurement of relative arrival time perturbations $\Delta\tau/\tau$ between a reference corresponding to year 2008 and 3 different dates : a) Octobre, 3rd 2006, b) August, 31st 2008, and c) July, 17th 2009. For each date, the 3 investigated frequency bands are shown from top to bottom ; graphs on the left are computed with moving windows (MW) of 0.8 s, 1.6 s and 2.4 s respectively for the 3 frequency bands, graphs on the right are computed with 4 s long moving windows. Only the points with a coherence > 0.6 are shown. Black lines enlighten the linear regression computed on delay times.

plus longues, où l'on mesure alors la valeur moyenne du décalage. Chaque point est de plus coloré en fonction de la cohérence calculée lors de la mesure de délai (seules les valeurs supérieures à 0.6 sont considérées). Trois points sont importants dans cette figure et détaillés dans la suite. Le premier concerne les valeurs de cohérence et la dispersion observées sur les mesures de délai, qui donnent une estimation de leur validité. Le deuxième est relatif à la linéarité de la fonction $\Delta\tau = f(\tau)$, c'est-à-dire à la validité de l'hypothèse de départ qui suppose que les variations de temps d'arrivées sont exclusivement liées à une variation homogène de la vitesse sismique du milieu. Enfin, le troisième point est la mesure de la pente moyenne de cette fonction, égale à l'opposé de la variation relative de vitesse par rapport à la corrélation de référence.

- Cohérence et dispersion des mesures de délai

Les valeurs de cohérence (échelle de couleur sur la Figure 5.18) sont relativement bonnes et les mesures de délais relativement peu dispersées le long de la corrélation pour les deux gammes de fréquence les plus basses (1.3-3.5 Hz et 2-5 Hz). Pour la gamme de fréquence entre 5 et 10 Hz au contraire, les valeurs de délais mesurées sont dispersées pour les fenêtres de 3 périodes (colonne de gauche), et les mesures de cohérence sont moins élevées pour celles de 4 s. Ceci peut être lié au fait que les corrélations n'ont pas suffisamment convergé. Cependant, le fait que cela soit plus particulièrement vrai pour les corrélations de 2006 (5.18 a 5-6) et de 2009 (5.18 c 5-6) suggère également une évolution plus importante de la fonction de Green à ces fréquences au cours du temps.

- Validité de l'hypothèse de départ

Comme mentionné précédemment, les mesures de délais sont plus régulières pour des fenêtres glissantes longues (colonne de droite) que courtes (colonne de gauche). Certaines parties des courbes observées sont relativement linéaires, comme par exemple pour la corrélation de 2006, entre 2 et 5 Hz (Figure 5.18 a-4). Au contraire, la corrélation de 2009 (Figure 5.18 c- 2 et c-4) présente des variations non monotones, qui montrent que les variations observées ne sont pas exclusivement liées à des variations homogène de la vitesse sismique dans le milieu. Comme détaillé dans la section 1.2.2, ces variations de temps d'arrivées sont dues à trois effets (*Snieder et al.*, 2002).

Le premier est celui d'une variation non homogène de la vitesse dans le volume échantillonné par les ondes. Il se traduit par des délais ne variant pas linéairement le long de la trace, mais n'affecte pas les valeurs de cohérence. Pour les corrélations, ces variations non linéaires sont cependant symétriques (symétrie centrale sur les figures) pour les parties causale et acausale. C'est ce qui est observé sur la courbe de 2009 entre 2 et 5 Hz pour des arrivées jusqu'à 3s (Figure 5.18 c-4).

Le deuxième effet est celui de la variation de la position des diffracteurs dans le milieu, qui implique une variations des trajets des ondes, c'est-à-dire une modification dans la fonction de Green. Cet effet se traduit aussi symétriquement sur les parties causale et acausale des corrélations, en affectant essentiellement les valeurs de cohérence. Il est peut-être la raison de la dispersion des mesures de délais et des faibles valeurs de cohérence dans la gamme de fréquence 5-10 Hz (Figure 5.18 a 5-6, b 5-6 et c 5-6).

Enfin, le troisième effet est celui de la variations des sources de chacun des deux signaux du doublet. Dans le cas des inter-corrélations de bruit ambiant, elle correspond à la non stationnarité du bruit, qui implique que l'on ne reconstruit pas toujours de la même ma-

nière la propagation entre les deux stations. Cet effet se traduit à la fois sur les mesures de cohérence et de délai de manière indépendante (i.e. non symétrique) sur les parties causale et acausale. C'est par exemple peut-être le cas pour les arrivées entre 2 et 3 s dans la gamme de fréquence de 1.3 à 3.5 Hz (Figure 5.18 a-2).

- Mesure des variations relatives de vitesse

Malgré ces quelques écarts à l'hypothèse de départ, nous estimons à partir de ces délais les variations relatives moyennes de vitesse $\Delta V/V = -\Delta\tau/\tau$ au cours du temps (*Poupinet et al.*, 1984). Pour chacun des doublets, la variation $\Delta\tau/\tau$ est mesurée par une régression linéaire des $\Delta\tau=f(\tau)$ pour les temps d'arrivées entre 1 et 7 s ($-7<\tau<-1$ et $1<\tau<7$). La régression est pondérée par les erreurs sur les délais (précédemment notées $E_{\Delta\tau}$), et seuls les points ayant une cohérence $C>0.85$ sont utilisés pour le calcul. Les résultats sont représentés sur la Figure 5.18 par des lignes noires, positionnées à ± 0.02 pour les fenêtres glissantes de 3T, et ± 0.01 pour les fenêtres de 4s pour ne pas masquer les mesures de délais.

Pour la corrélation de 2006 (Figure 5.18 a), cette régression donne une pente négative de l'ordre de -0.3 à -0.6% dans les deux gammes de fréquence les plus basses, aussi bien avec les fenêtres glissantes de 3 périodes qu'avec celles de 4 s. Cela signifie une augmentation relative des temps d'arrivées entre 2006 et 2008, c'est-à-dire une diminution de la vitesse. Au contraire, les variations de vitesse entre la référence de 2008 et le mois d'août 2008 (Figure 5.18 b) sont à peu près nulles (entre -0.2 et 0.04% pour août 2008). Enfin, les mesures pour la corrélation de 2009 montrent des variations fortement non monotones, et la regression ainsi calculée donne pour les différentes gammes de fréquences et les deux longueurs de fenêtres, des valeurs comprises entre -0.1 et 0.2 %. D'après ces trois exemples, la méthode semble capable de détecter des variations relatives de vitesse supérieures à 0.3%.

– Évolution des variations relatives de vitesse au cours de la période d'enregistrement

L'évolution des variations relatives des temps d'arrivées $\Delta\tau/\tau$ sur l'ensemble de la période est représentée sur la Figure 5.19. Les points rouges (resp. noirs) correspondent à des corrélations courantes de 12 jours (resp. 5 jours) de bruit ambiant. Ne sont représentées que les mesures ayant une cohérence moyenne $C>0.9$, et dont la régression linéaire a été calculée à partir de plus de 10 points.

On peut tout d'abord remarquer que la durée de bruit corrélé n'a pas une grande influence sur les mesures de variations relatives de la vitesse, et que l'on peut donc utiliser des corrélations de 5 jours pour suivre l'évolution temporelle des variations de vitesse.

Les trois gammes de fréquences présentent des résultats similaires. On observe d'une part des variations à courtes périodes (environ 1 mois, SP sur la Figure 5.19) de l'ordre de 0.3% pour la gamme de fréquence 1.3-3.5 Hz (Figure 5.19 a), et de l'ordre de 0.5% pour les deux autres. D'autre part, les trois graphes semblent montrer une tendance à l'augmentation des temps d'arrivées au cours de la période d'environ 0.2% par an (notée T sur la Figure 5.19). Cette tendance demande cependant à être vérifiée par les données à venir, et est discutée dans le dernier paragraphe.

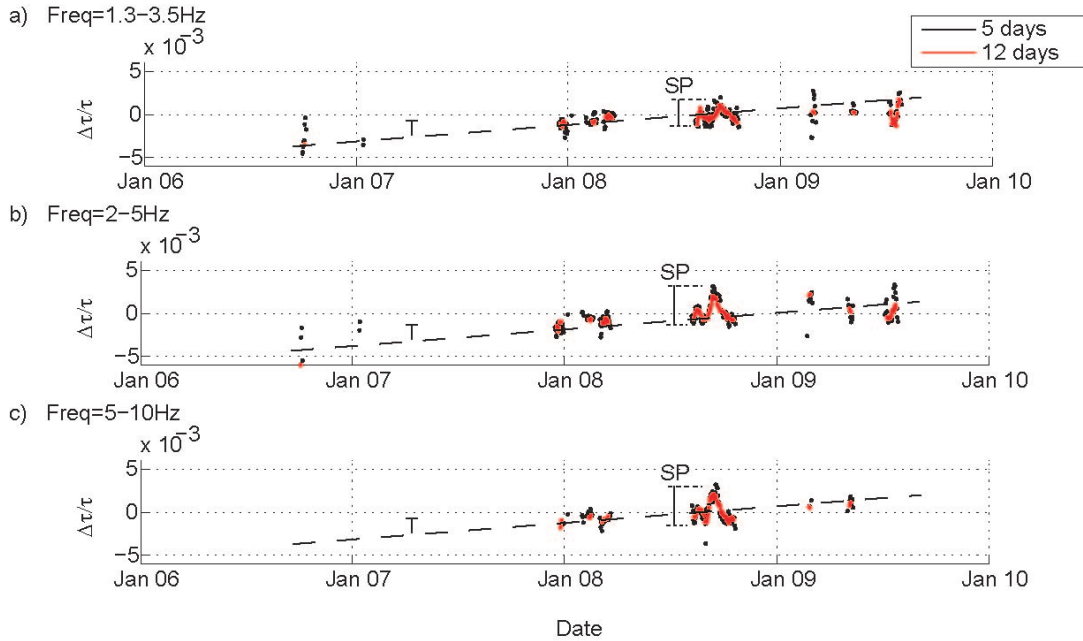


FIG. 5.19 – Evolution of the relative arrival times between 2006 and 2009 measured with the doublet technique, for the three frequency bands : a) 1.3-3.5 Hz, b) 2-5 Hz, and c) 5-10 Hz. SP : short period oscillations, T : long term tendency.

Technique du Stretching

La technique du stretching consiste à trouver le facteur epsilon (ϵ) qui permet d'étirer la corrélation de référence de manière à ce que le coefficient de corrélation entre cette référence étirée et la corrélation courante soit le plus élevé possible.

La Figure 5.20 présente les coefficients de corrélation CC calculés pour des epsilon variant entre -0.015 et 0.015 pour toutes les corrélations courantes, dans les gammes de fréquences 2-5 Hz (a) et 5-10 Hz (b). Comme pour la technique des doublets, nous ne regardons que les temps d'arrivées τ entre 1 et 7s. Les numéros des corrélations se réfèrent à leur date, la corrélation 1 étant en 2006, la corrélation 121 en 2009. Pour les deux gammes de fréquences, les maxima se déplacent de la partie positive pour les corrélations de 2006 (en bleu) vers la partie négative pour les corrélations de fin 2008 et 2009 (en rouge) : il faut compresser la référence pour qu'elle s'ajuste aux corrélations de 2006, et l'étirer pour qu'elle ait la même forme que celles de 2009. Pour la gamme de fréquence 5-10 Hz cependant, les coefficients de corrélations sont plus faibles (inférieurs à 0.8 pour certains), et nous ne regardons dans la suite que ceux supérieurs à 0.9.

La Figure 5.21 présente les résultats pour les trois gammes de fréquence. Les croix représentent les mesures pour lesquelles $CC > 0.95$, les points celles pour lesquelles $CC > 0.9$. Dans la gamme de fréquence entre 5 et 10 Hz, seules les mesures de l'année 2008 ont un coefficient de corrélation avec la référence de 2008 supérieur à 0.9. Pour les deux autres gammes de fréquences, ces résultats présentent les mêmes ordres de grandeurs que ceux de la technique des doublets : des variations mensuelles de l'ordre de 0.3%, et une augmentation des temps d'arrivées entre 2006 et 2009 de l'ordre de 0.2% par an.

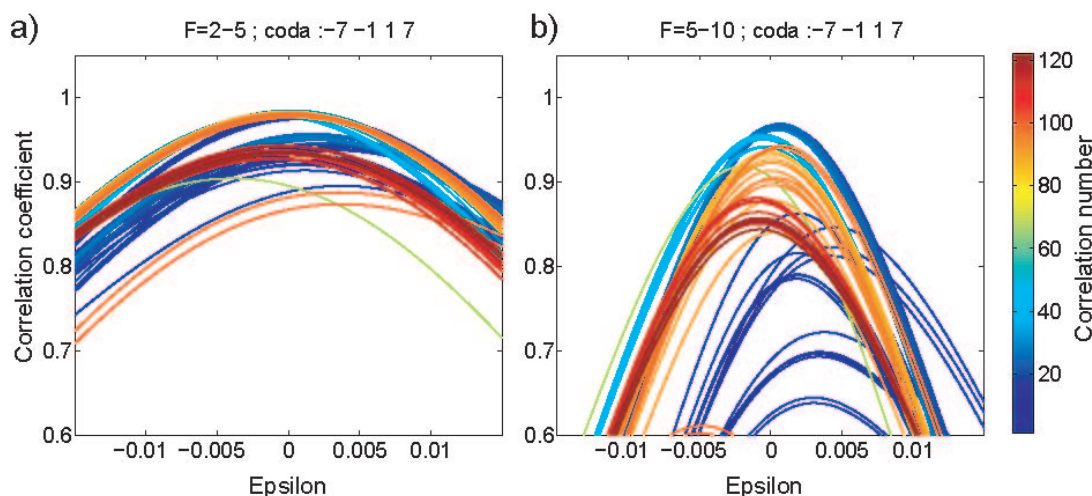


FIG. 5.20 – Evolution of the correlation coefficient between all cross-correlations and stretched reference with epsilon value for two frequency bands : a) 2-5 Hz, and b) 5-10 Hz. Colorscale indicates the correlation number within the recording period.

Ces résultats sont préliminaires, et les données qui vont être acquises dans les prochaines années avec le nouveau matériel permettront de les confirmer ou infirmer.

5.2.4 Discussion et conclusions

Ce chapitre présentait l'étude des variations temporelles de vitesse sismique entre les stations AVP et AVM sur le glissement de terrain d'Avignonet. Deux méthodes ont été utilisées : la technique des doublets et celle du stretching. Bien que la qualité des données implique que ces résultats ne peuvent être considérés que préliminaires, ces deux techniques indiquent une tendance à l'augmentation relative des temps d'arrivées (c'est-à-dire une diminution de la vitesse sismique) de l'ordre de 0.2% par an, et des oscillations mensuelles d'une amplitude d'environ 0.3%. Ces résultats ont été obtenus avec des corrélations de 5 jours de bruit, filtrées dans des gammes de fréquences entre 1.3 et 5 Hz, et pour des temps d'arrivées entre 1 et 7 s (Figures 5.19 et 5.21). Nous avons de plus observé une diminution de la cohérence (ou du coefficient de corrélation) avec le temps, qui traduit le fait que les variations du milieu ne sont pas exclusivement des variations homogènes de vitesse. La meilleure méthode serait sans doute celle appliquée par (Duputel *et al.*, 2009), qui consiste à calculer une corrélation de référence pour chaque année, et étudier d'une part l'évolution de la référence d'une année à l'autre, d'autre part l'évolution de chaque corrélation courante par rapport à la référence au cours d'une année.

Outre les différentes causes de variations de la fonction de corrélation discutées plus haut, l'augmentation des temps d'arrivée pourrait également, sur un glissement de terrain, être liée au déplacement relatif des deux stations, c'est à dire à la variation de distance entre les deux points d'enregistrement. Deux campagnes Lidar réalisées en novembre 2006 et avril 2009 ont cependant montré que la distance AVP-AVM (250 m) n'a pas varié de plus de 15 cm (U. Kniess, communication personnelle). Cela correspond à une variation relative de temps d'arrivée inférieure à 0.06% par an, soit un ordre de grandeur de moins

que les variations de 0.2% par an que l'on semble observer sur les intercorrélations. Celles-ci seraient donc effectivement liées à la vitesse des ondes dans le milieu.

Les mesures réalisées par *Jongmans et al.* (2009) sur le glissement d'Avignonet montrent une diminution de V_s de l'ordre de 50% entre les argiles saines ($V_s \approx 500$ m/s) et les parties les plus déformées ($V_s \approx 250$ m/s). En supposant une variation de vitesse sismique de -0.2% par an constante au cours du temps - hypothèse très forte introduite uniquement pour estimer un ordre de grandeur, mais qui demanderait à être vérifiée et confrontée à des mesures plus longues sur différents sites - cette diminution correspondrait à un âge du glissement de terrain de l'ordre de $n=350$ ans (tel que $500 \times (1 - 0.002)^n = 250$). Cette estimation, basée sur des résultats préliminaires, est bien sûr très simpliste. Cependant, les seules contraintes que l'on connaisse actuellement pour ce glissement de terrain sont la date d'observation des premiers mouvements, en 1948 (observations sur photos aériennes IGN) et les dates de l'histoire climato-géologique (*Brocard et al.*, 2003) : la fonte rapide des glaciers à partir de -12000 ans, associée une incision du Drac de 6 cm/an, et le changement de régime à -5000 ans, date à partir de laquelle l'incision du Drac n'était plus que de 1 cm/an. A Avignonet, la rivière est depuis ce moment en dessous de la base des argiles, qui ne sont donc pas en contexte stable. Il est difficile d'appréhender plus précisément sur cette seule base la dynamique du glissement de terrain et il serait intéressant de réaliser une étude similaire sur des instabilités dont l'histoire est mieux connue.

Pour conclure, le suivi temporel du glissement de terrain d'Avignonet semble possible par la technique des corrélations. Les mesures acquises dans les prochaines années, très certainement plus continues grâce au déploiement de matériel de meilleure qualité, permettront de préciser les oscillations ($\pm 0.3\%$ sur 1 mois) et la tendance générale (-0.2% par an) des variations relatives de vitesse. Cela pourrait également permettre de déterminer l'évolution du glissement de terrain - évolution constante ? stabilisation ? accélération ? - et la comparaison aux données météo pourra peut-être fournir des explications quant aux mécanismes du glissement de terrain.

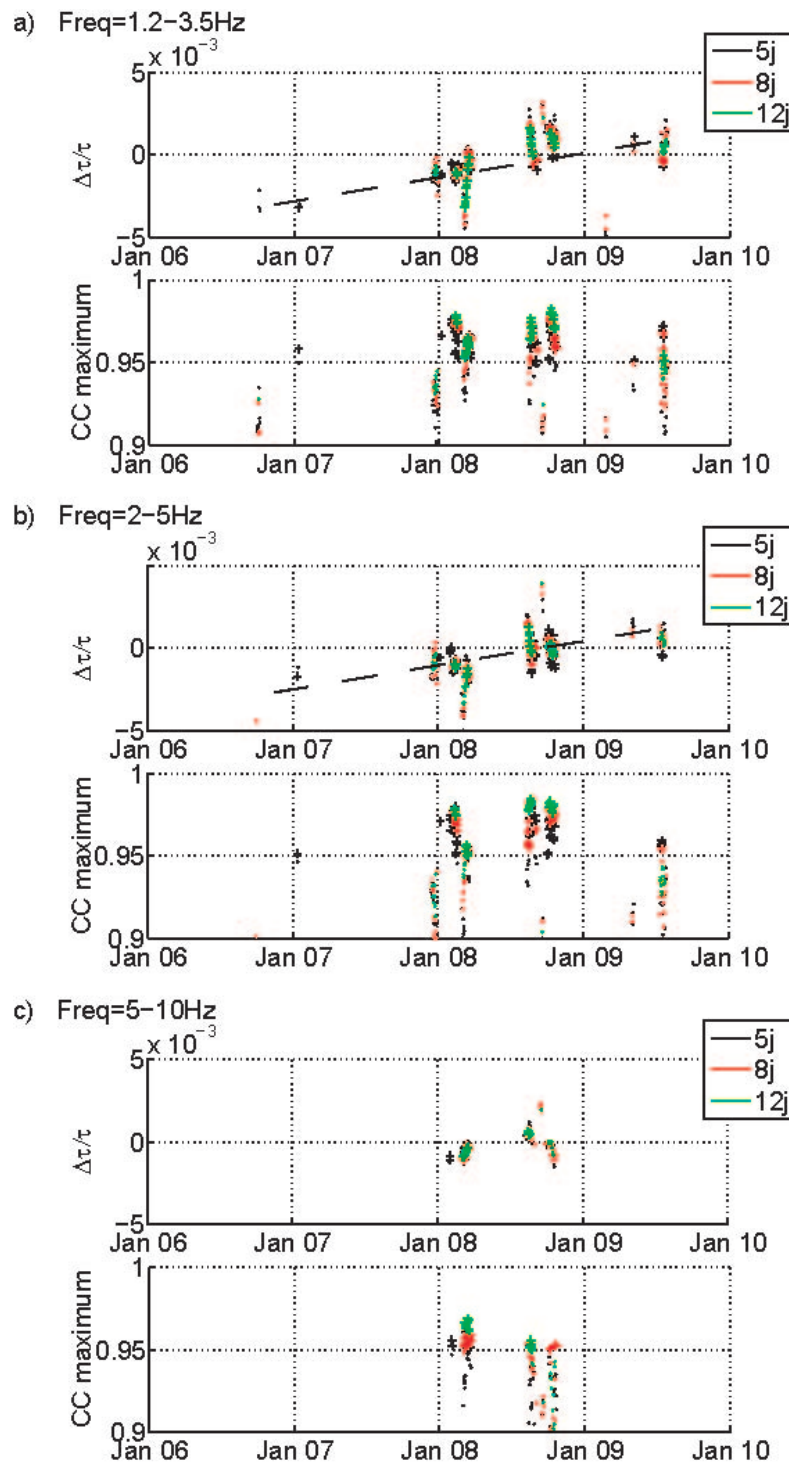


FIG. 5.21 – Evolution of the relative arrival times (top graphs) and of the maximum correlation coefficient (bottom graphs) measured with the stretching technique from 2006 to 2009. a) 1.3-3.5 Hz frequency band, b) 2-5 Hz frequency band, and c) 5-10 Hz frequency band.

5.3 Fréquences de résonance et directivité sismique par calcul des rapports spectraux H/V

La forme et la fréquence du pic de la courbe du rapport H/V sont liées au profil de vitesse des ondes de cisaillement $V_s(z)$ (section 1.3). Pour les sites dont la géologie se rapproche d'une couche recouvrant un demi-espace, la profondeur de cette couche peut être déterminée à partir de cette fréquence de résonance, de la valeur de V_s et l'équation 1.1 (chapitre 1 page 10). Cette technique a été utilisée à plusieurs reprises sur des glissements de terrain : *Gallipoli et al.* (2000) l'ont utilisée pour délimiter la surface de glissement et l'épaisseur de terrain mobilisé d'un glissement dans le sud des Appenins (Italie); *Méric et al.* (2007) ont observé sur le glissement de Saint-Guillaume (Isère, France) deux fréquences d'amplification du rapport H/V, qu'ils ont respectivement associées à la profondeur de l'interface entre argiles glissées et argiles saines, et à la profondeur du socle calcaire.

La plupart de ces études identifient la fréquence de résonance grâce au H/V moyen, calculé à partir de la moyenne quadratique des composantes N et E. Plus récemment, d'autres auteurs se sont intéressés aux variations azimutales du H/V pour tenter d'observer et d'expliquer la directivité de la réponse sismique de certains sites. En Italie centrale, *Del Gaudio et al.* (2008) ont mis en évidence cette directivité en calculant les variations azimutales des rapports H/V obtenus à partir de la projection du déplacement horizontal sur tous les azimuts. Les sites où ils ont observé une directivité correspondent à des topographies non planes associées à des conditions géologiques ou tectoniques particulières et/ou à des pentes affectées par des mouvements de terrain.

Dans cette dernière partie, nous étudions la possibilité d'utiliser le rapport H/V (moyen et azimutal) pour caractériser la structure du glissement de terrain d'Avignonet dans l'espace et dans le temps. Nous utilisons les mêmes enregistrements sismiques que dans les parties précédentes, correspondant au réseau IHR déployé à la fin de l'été 2007 et aux deux stations permanentes AVP et AVM.

5.3.1 Fréquences de résonance et rapport H/V moyen

Répartition latérale

Les rapports H/V moyens ont été calculés à toutes les stations selon le protocole décrit dans le chapitre 1 et sont présentés à la Figure 5.22. Plusieurs types de courbes peuvent être distingués :

- Dans la partie ouest du glissement (stations A0, C1, B2, C2, B3, B4, B5, AVP), les courbes H/V présentent un pic très marqué (amplitude supérieure à 5, largeur du pic à mi-hauteur d'environ 50% f_0), qui satisfont pleinement les critères de validité de la méthode (*SESAME-project*, 2004a). Les fréquences de ces pics augmentent d'ouest en est d'environ 0.5 à 0.9 Hz.
- La station A5 au sud-est du réseau présente également un pic bien marqué, à une fréquence plus élevée (2.5 Hz).
- Les pics des courbes H/V des stations A2, A3, A4 et AVM respectent les critères



FIG. 5.22 – Lateral distribution of the H/V ratio on the landslide.

de validité, mais sont moins marqués qu'aux stations précédentes. Les valeurs de fréquences sont comprises entre 0.9 et 1.8 Hz.

De par leur forme et leur relativement forte amplitude, les courbes H/V de la partie ouest témoignent d'une part de la propagation 1D des ondes dans cette zone, d'autre part de la présence d'un fort contraste de vitesse (*Bonnefoy-Claudet*, 2004). Si l'on considère la vitesse moyenne de l'ordre de 500 m/s estimée par la tomographie (section 5.1.6) dans l'équation 1.1, on trouve, pour des fréquences de résonance d'environ 0.7 Hz, des profondeurs de l'ordre de 200 m. Ces profondeurs ne correspondent pas à la surface de glissement (comprise entre 5 et 40 m) mais à l'interface entre argile et socle (alluvions ou marno-calcaire), et l'augmentation des fréquences de résonance vers l'est témoigne de la remontée du socle vers l'est (*Jongmans et al.*, 2009).

Dans la partie est du réseau, les courbes H/V présentent un pic moins marqué (i.e. d'amplitude plus faible, et de largeur à mi hauteur plus importante) et situé à des fréquences plus élevées. Cette dernière observation est en accord avec la remontée vers l'est.

Le fait que les pics soient moins clairs peut être lié (1) à un contraste de vitesse moins important, (2) à une moins bonne excitation de ces fréquences élevées ($>1\text{Hz}$) (*Bonnefoy-Claudet*, 2004), qui sont en général associées à l'activité anthropique (*Bonnefoy-Claudet et al.*, 2006a), ou (3) à la géométrie 2D de l'interface où se produit le contraste de vitesse (*Guillier et al.*, 2006).

Bièvre et al. (2009) ont réalisé une étude détaillée pour mesurer la fréquence de résonance avec une résolution plus fine et sur une plus grande surface (glissements d'Avignonet et de l'Harmalière), qui leur a permis de cartographier l'épaisseur d'argile sur l'ensemble de leur zone d'étude. Nous utiliserons cette carte dans la dernière partie de cette étude (section 5.3.2).

Variations temporelles aux stations permanentes AVP et AVM

Les Figures 5.23 (a et b) présentent les variations de la courbe H/V pour la journée du dimanche 3 février 2008 à la station AVP et du mardi 12 août 2008 à la station AVM. A chacune des deux stations, des variations similaires sont obtenues pour tous les jours de la semaine et tout au long des trois ans. A AVP, la fréquence de résonance est à 0.76 Hz et la courbe H/V reste stable tout au long de la journée. A AVM, la fréquence de résonance est plus élevée (1.67 Hz), reste stable au cours de la journée, mais l'amplitude du pic est plus importante de 5h à 20 h, c'est à dire aux heures d'activité humaine. Les variations

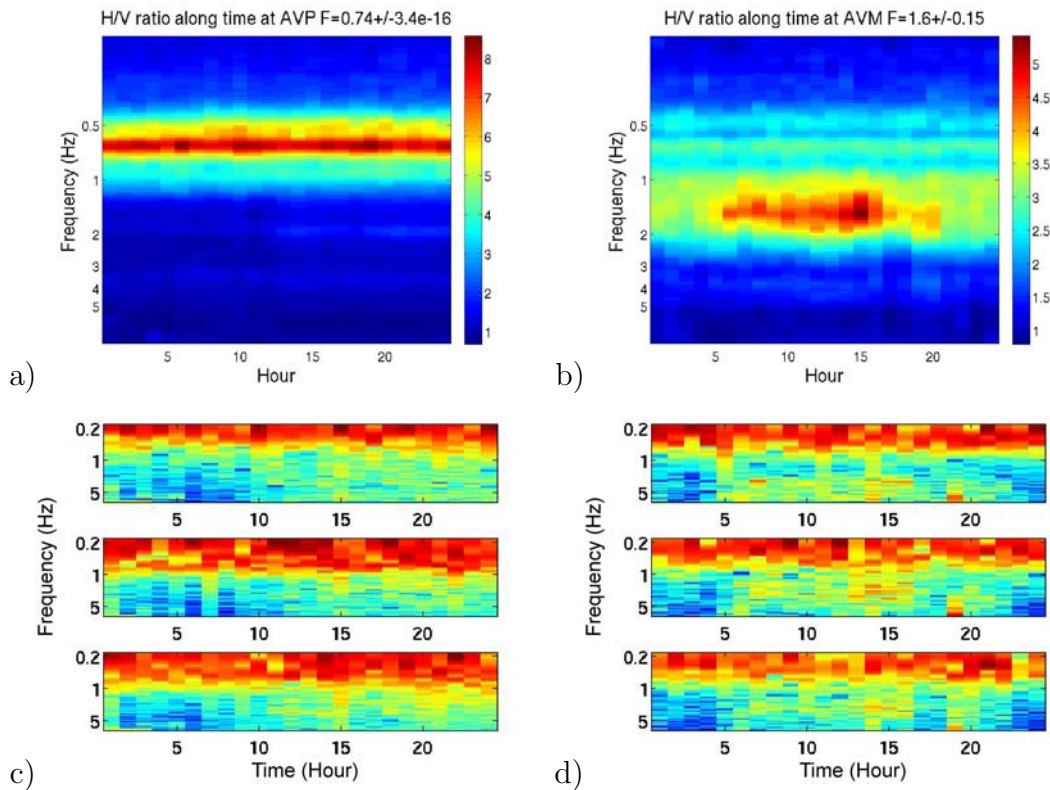


FIG. 5.23 – Evolution of the H/V ratio at AVP (a) and AVM (b) during 1 day ; evolution of the spectral amplitude at AVP (c) and AVM (d).

d'amplitude spectrale au cours de la journée expliquent cette variation d'amplitude du pic (Figure 5.23 c et d) : l'amplitude spectrale est à peu près constante à AVP pour des fréquences autour de 0.7 Hz, alors qu'à AVM, pour des fréquences entre 1 et 2 Hz, elle est plus importante entre 5 et 20 h. Cette comparaison est en accord avec les études qui ont été faites sur le H/V (*Bonnefoy-Claudet, 2004*), et met de nouveau en évidence d'une part que la fréquence du pic reste stable au cours du temps à un site donné, d'autre part que l'amplitude du pic dépend fortement de l'excitation du milieu aux fréquences d'amplification.

Pour étudier les variations de la fréquence de résonance à ces deux stations sur les trois ans d'enregistrement, nous avons calculé les rapports H/V tous les 10 jours pour 1 h d'enregistrement à midi. Les Figures 5.24a et b montrent ces résultats, normalisés pour chaque enregistrement par l'amplitude du pic. Aux deux stations, la fréquence de résonance reste stable au cours des trois ans. Dans la partie précédente (section 5.2), nous avons mesuré des variations DV/V de l'ordre de 0.5 à 1% au total sur les trois ans. En supposant que ces variations affectent l'ensemble de l'épaisseur d'argile, ces variations se traduiraient en première approximation (en utilisant l'équation 1.1) par des variations Df/f d'environ 0.5 à 1%, i.e. au maximum 0.008 et 0.017 Hz respectivement à AVP et AVM. Dans la réalité, les variations de vitesses n'affectent très probablement que la partie endommagée, c'est-à-dire la partie superficielle jusqu'à 50 m de profondeur, induisant des variations Df/f encore plus faibles. De si petites variations ne sont pas détectables par la méthode H/V.

Par ailleurs, les rapports H/V à la station AVM montrent un deuxième pic à plus basse fréquence ($f=0.74$ Hz). La Figure 5.24c représente la même évolution que précédemment pour la station AVM, en amplitude non normée. Ce deuxième pic est stable dans le temps, en fréquence comme en amplitude. Nous en rediscuterons dans le paragraphe suivant.

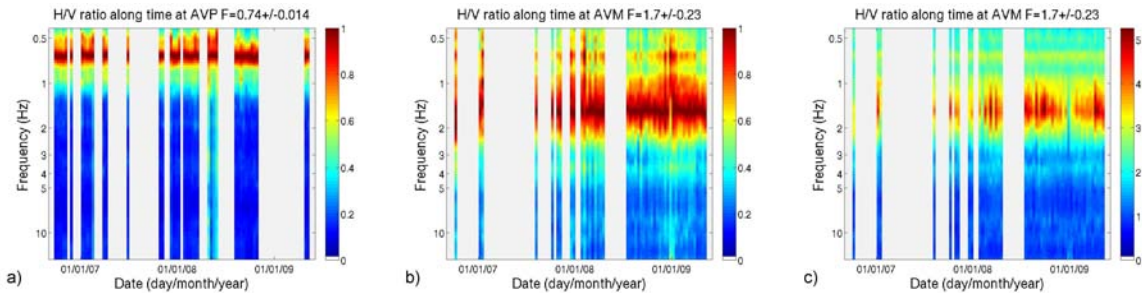


FIG. 5.24 – Evolution of the H/V spectral ratio at AVP (a) and AVM (b and c) along the whole recording period. In a) and b), spectral ratios are normalised by their maximum, not in c).

Pour conclure sur le calcul des rapport H/V moyens, nous avons tout d'abord observé que l'amplitude du pic H/V dépend fortement de l'amplitude spectrale et de la présence de sources de bruit dans la gamme de fréquence amplifiée. Lorsque cette gamme de fréquence se situe en-dessous de 1 Hz, les sources de bruit sont généralement naturelles, et donc en général présentes. Pour des amplifications à plus haute fréquence, les sources de bruit sont plutôt d'origine anthropique. Cette méthode est particulièrement adaptée à des mesures en ville, mais peut éventuellement poser problème pour des glissements de terrain en sites

calmes, comme c'est le cas par exemple à AVM la nuit (Figure 5.23).

En ce qui concerne les fréquences de résonance à Avignonet, nous avons vu que leur diminution vers l'est traduit l'amincissement de l'épaisseur d'argile dans cette direction, et ne sont donc pas liées à l'épaisseur du glissement de terrain.

La directivité sismique est un autre paramètre que pourrait affecter le glissement de terrain. Nous l'analysons dans le paragraphe suivant, grâce à l'étude des variations azimutales du rapport H/V.

5.3.2 Directivité sismique et variations azimutales du rapport H/V

Les rapports H/V dans cette partie sont calculés pour des fréquences entre 0.2 et 10 Hz de la même manière que précédemment (voir section 1.3), en prenant pour H non plus la moyenne quadratique des deux composantes horizontales, mais la projection du déplacement horizontal sur chaque azimut, tous les 10° .

Suivant *Del Gaudio et al.* (2008), nous utilisons dans ce qui suit les paramètres suivants pour décrire chaque pic observé sur les diagrammes résultants :

- Freq : fréquence de chaque pic analysé,
- AzM : azimut présentant l'amplitude maximum à cette fréquence,
- HVM : amplitude de ce maximum,
- Azm : azimut présentant l'amplitude minimum à cette fréquence,
- HVm : amplitude de ce minimum,
- MmQ : rapport HVM/HVm à cette fréquence.

Pour identifier un effet de directivité de façon fiable, ces auteurs préconisent les critères suivants :

- considérer des pics H/V ayant une amplitude importante ($HVM > 2$) et une directivité significative ($MmQ > 1.5$, qui équivaut, en terme d'énergie, à un rapport supérieur à 2 entre les deux directions),
- vérifier, dans le cas où il n'y a qu'un seul pic, la stabilité de celui-ci à différentes dates (jours et heures) pour éliminer un éventuel lien avec la présence d'une seule source de bruit,
- vérifier que ces pics (de fréquences différentes ou à des dates différentes) ont la même orientation ; dans le cas contraire, plusieurs sources polarisées peuvent exister simultanément.

Dans un premier temps, analysons les résultats observés à deux stations qui présentent des variations azimutales importantes du rapport H/V. La Figure 5.25 montre ces rapports spectraux, calculés à partir d'une heure de bruit aux stations A3 (samedi 1er septembre 2007 de minuit à 1 h) et C2 (dimanche 9 septembre 2007 de minuit à 1 h).

A la station A3 (pic H/V moyen à $f=1.7$ Hz), les fréquences comprises entre 0.5 et 1.5 Hz montrent toutes une forte directivité (rapport $MmQ > 1.8$) dirigée vers N 100° . Un autre pic apparaît à plus haute fréquence ($f=5.1$ Hz), orienté N 160° , mais il a une directivité moins forte (rapport $MmQ = 1.3$). D'un autre côté, à la station C2, on observe à la fréquence du pic H/V moyen ($f = 0.7$ Hz) une forte directivité vers N 10° (MmQ

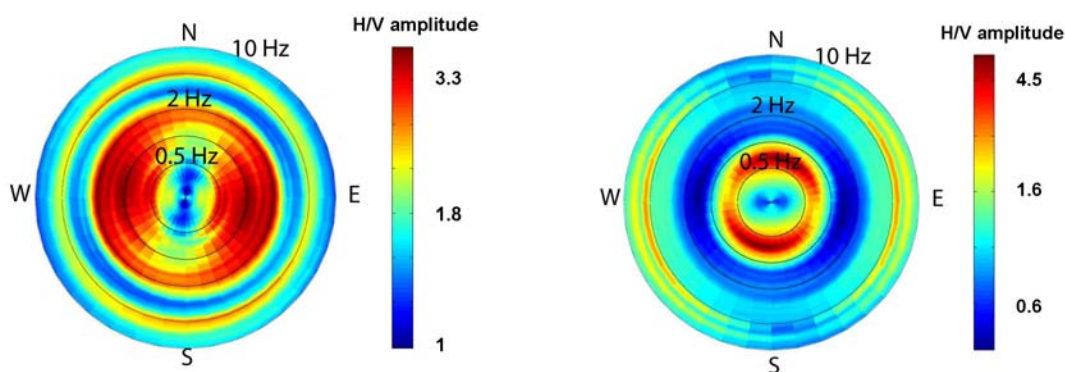


FIG. 5.25 – Azimutal variations of the H/V spectral ratio observed at station A3 (left) and C2 (right). Black lines indicate, from center to fringe, frequencies of 0.2, 0.5, 1, 2, 5 and 10 Hz. Color scale corresponds to the log of the amplitude of the spectral ratio.

= 2.7), et une autre directivité importante ($MmQ = 2.2$) vers N 70-80 ° à des fréquences plus élevées (entre 5 et 10 Hz).

Si l'on reprend les critères de *Del Gaudio et al.* (2008), nous avons donc bien à ces deux stations plusieurs pics de même orientation sur une gamme de fréquences relativement large qui ont un rapport MmQ élevé. Par contre, aux deux stations, cette orientation n'affecte pas l'ensemble des fréquences, et l'on observe même une deuxième direction de forte directivité.

Plusieurs questions se posent alors :

- Ces observations, réalisées sur 1h de bruit, sont-elles stables dans le temps, ou sont-elles liées à des sources de bruit ponctuelles ?
- Observe-t-on des comportements similaires aux autres stations ?
- Pourquoi, contrairement à *Del Gaudio et al.* (2008), observe-t-on des directivités différentes dans différentes gammes de fréquences ? Est-ce parce que ces directivités apparentes sont en fait liées à la directivité des sources de bruit ? ou bien est-ce que chacun de ces deux sites comportent réellement deux échelles différentes d'amplification et de directivité ?

TAB. 5.4 – Dates at which the azimuthal variations of the H/V ratio were computed

station	date
B2	jeudi 30 août 2007
C2 et AVP	dimanche 9 septembre 2007
C1	du lundi 10 (9h) au mardi 11 septembre 2007 (8h)
AVM	mardi 12 août 2008
autres stations	samedi 1er septembre 2007

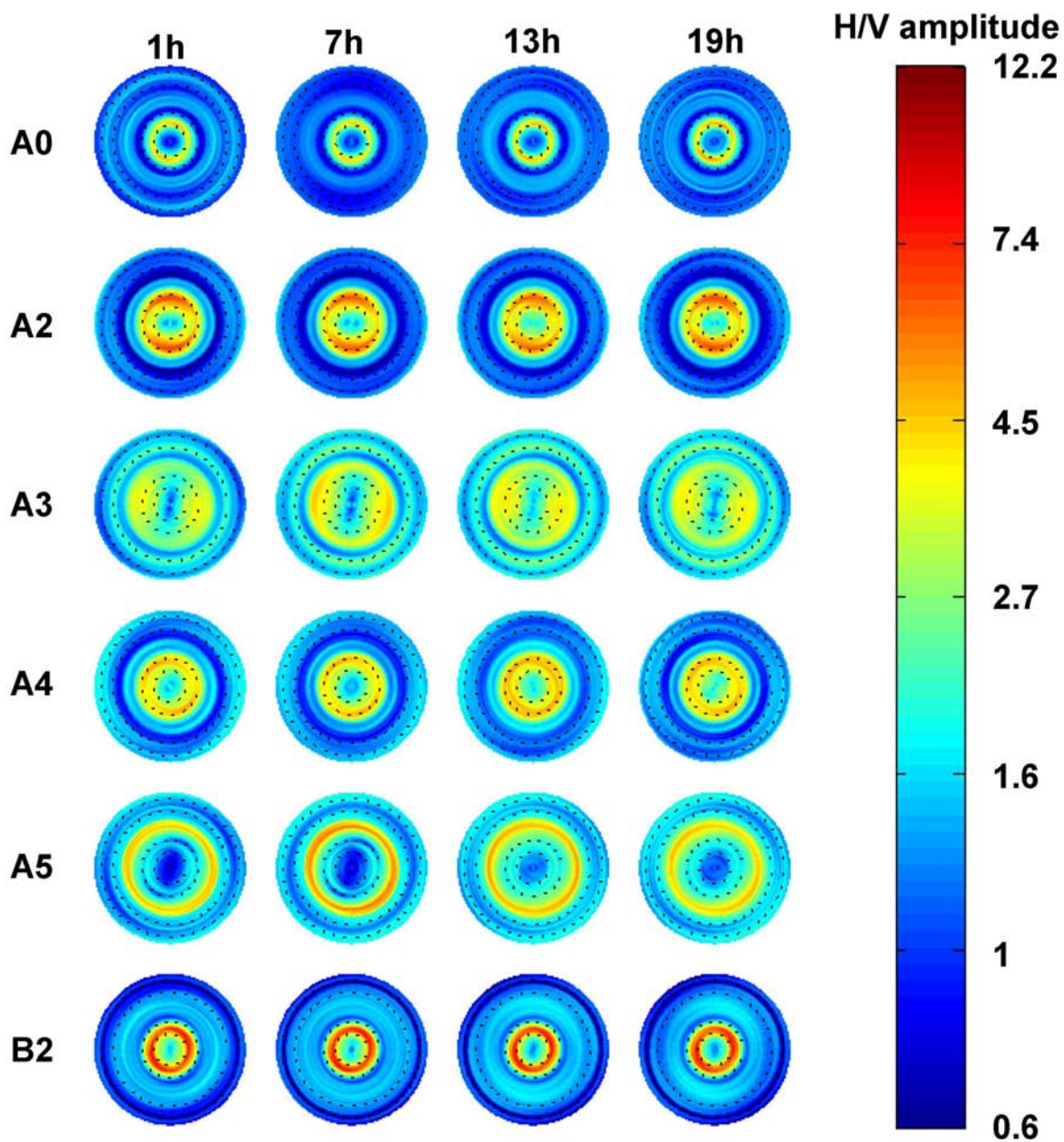


FIG. 5.26 – Azimuthal variations computed for 4 different times (1h, 7h, 13h and 19h) at stations A0 to B2. Frequencies range from 0.2 to 15 Hz. Dashed lines indicate frequencies of 0.5, 1, 2, 5 and 10 Hz. North is upward.

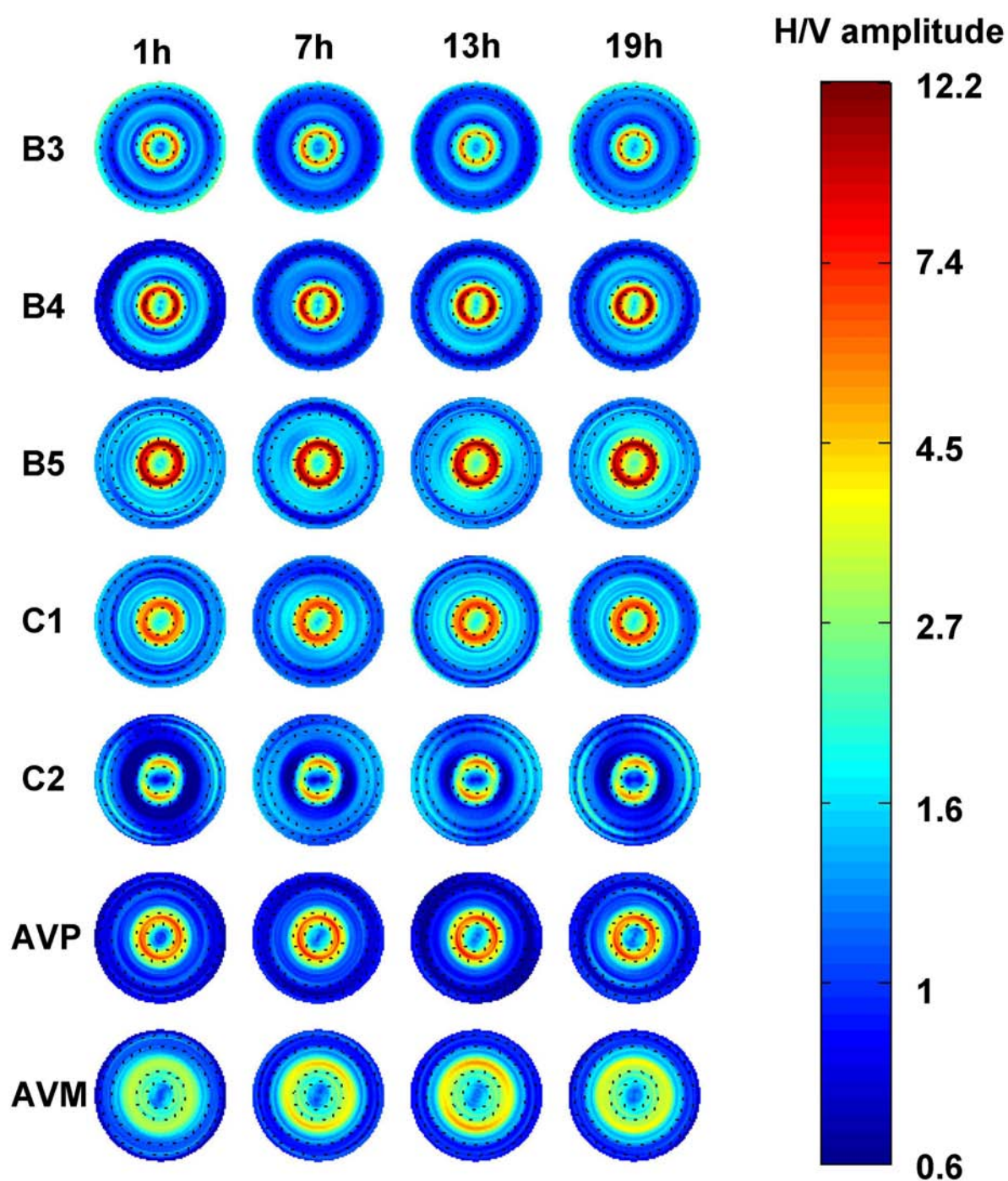


FIG. 5.27 – Azimuthal variations computed for 4 different times at stations B3 to AVM (C1 : 10h, 16h, 22h, 4h ; others : 1h, 7h, 13h and 19h). Frequencies range from 0.2 to 15 Hz. Dashed lines indicate frequencies of 0.5, 1, 2, 5 and 10 Hz. North is upward.

Station	Freq	D_Freq	AzM	D_AzM	HVM	D_HVM	MmQ	D_MmQ
A0	0.56	0.01	16.7	4.8	4.9	0.2	1.3	0.06
A2	0.58	0.02	-2.9	5.5	4.9	0.3	1.3	0.08
	0.87	0.02	-7.5	4.4	6.7	0.3	1.5	0.07
A3	0.54	0.02	96.4	4.9	3.8	0.3	2.3	0.17
	1	0.14	96.2	5	4.1	0.2	1.9	0.13
	1.71	0.15	97.7	5.3	4	0.3	1.3	0.06
	5.18	0.21	-17.5	7.4	2.7	0.1	1.3	0.09
A4	0.57	0.02	90	11.3	4	0.3	1.3	0.09
	0.74	0.04	11.7	34.6	4.6	0.2	1.2	0.09
	0.91	0.04	-28.7	17.9	4.8	0.2	1.2	0.1
A5	0.72	0.01	88	7.7	2.2	0.1	1.4	0.11
	2.37	0.2	107.9	40.1	5	0.5	1.2	0.12
B2	0.58	0.01	75.8	12.8	7.6	1	1.3	0.08
	0.67	0.01	21.7	3.9	7.6	0.3	1.5	0.05
B3	0.56	0.01	83.3	5.6	6.5	0.7	1.2	0.05
B4	0.58	0.01	89.2	2.8	12.9	0.7	1.8	0.08
B5	0.74	0.01	29.2	6.5	14.2	0.5	1.3	0.05
	1.71	0.14	21.1	7.4	2.1	0.2	1.4	0.09
C1	0.58	0.01	80	35.6	7.2	0.6	1.1	0.04
	0.67	0.01	25.9	5	7.2	0.3	1.4	0.07
C2	0.67	0.01	10	0	6.1	0.4	2.8	0.13
	7.35	0.11	70.9	5.1	2.1	0.3	2.2	0.46
AVP	0.74	0	42.1	4.1	8.4	0.5	1.3	0.06
AVM	0.56	0.01	87.5	5.3	2.7	0.1	1.5	0.06
	0.74	0.01	65.4	5.9	3.1	0.1	1.4	0.06
	1.21	0.09	85	26.2	3.5	0.2	1.2	0.1
	1.65	0.14	20	41.2	4.3	0.7	1.2	0.1

TAB. 5.5 – Characteristics of the main relative maxima of the H/V ratio at all stations on the Avignonet landslide, averaged over 24 hours of recordings. Freq=frequency; AzM=azimuth of maximum at the specified frequency; HVM=maximum amplitude of the H/V ratio at this frequency; MmQ=Quotient maximum/minimum amplitude at this frequency. D_* stands for standard deviation.

Pour répondre aux deux premières de ces questions, nous avons calculé les variations azimutales à chacune des 13 stations pour chaque heure d'une journée entière (Tableau 5.4). Les Figures 5.26 et 5.27 représentent les résultats pour toutes les stations, à 1h, 7h, 13h et 19h de cette journée (sauf à C1 : 10h, 16h, 22h et 4h). Le tableau 5.5 rassemble les valeurs moyennes et écarts types des paramètres Freq (fréquence du pic), AzM (azimut de l'amplitude maximum), HVM (amplitude maximum) et MmQ (rapport entre amplitudes maximum et minimum) pour les pics ayant des maxima d'amplitude supérieure à 2 en moyenne sur la journée. Ces valeurs sont moyennées à partir de toutes les valeurs obtenues pour chacune des heures de la journée où le pic en question est visible, et ne sont prises en compte que lorsqu'il est visible à plus de 12 heures différentes.

Aux stations A3 et C2, étudiées précédemment (Figure 5.25), les variations azimutales ainsi moyennées montrent que les observations que nous avons décrites plus haut sont stables dans le temps. A la station A3, la directivité aux fréquences entre 0.5 et 1.5 Hz est visible aux quatre heures représentées sur la Figure 5.26, la moyenne indiquant un azimut entre $N 95^\circ$ et $N 100 \pm 5^\circ$, avec un rapport MmQ supérieur à 1.8 pour deux d'entre eux. Ces résultats se retrouvent tout au long de la période d'enregistrement (non illustré). De plus, si la directivité observée entre 5 et 10 Hz a un rapport trop faible pour la considérer comme une direction de forte amplification, elle est tout de même stable dans le temps (orientée $N 163^\circ \pm 8^\circ$).

A C2, la directivité du pic le plus fort (à $f = 0.67$ Hz) est très importante (rapport MmQ = 2.8), et très stable dans le temps (toujours mesurée dans la direction $N 10^\circ$). Des deux pics que l'on observait entre 5 et 10 Hz, seul celui à 7.3 Hz a une amplitude tout juste supérieure à 2 (HVM = 2.1). Bien que sa directivité soit forte en moyenne (rapport MmQ = 2.2), elle est aussi très variable en amplitude ($\Delta MmQ = 0.46$). La Figure 5.27 montre qu'à la fois son amplitude et sa directivité sont plus faibles au cours de la journée. Ces observations se retrouvent durant les 6 jours d'enregistrement de cette station.

En ce qui concerne les autres stations, nous distinguons les pics de directivités forte, modérée et faible. Les premiers satisfont les critères définis par *Del Gaudio et al.* (2008) : (1) le critère de l'amplitude de la directivité ($MmQ > 1.5$), et (2) le critère de stabilité de l'orientation dans le temps ($\Delta AzM < 10^\circ$). Ces critères correspondent aux cases en gris clair dans le tableau 5.5. Six stations présentent des pics qui répondent à ces critères : A2, A3, B2, B4, C2 et AVM. Il est à noter que ces pics ne sont pas systématiquement ceux d'amplitude maximum. Les pics de directivité modérée satisfont des critères moins exigeants : $MmQ > 1.3$ et $\Delta AzM < 15^\circ$. Quatre des stations précédentes (A2, A3, B2 et AVM) montrent des pics supplémentaires qui répondent à ces derniers critères (présentant des orientations semblables ou différentes des premières), ainsi que cinq autres stations (A0, A4, A5, B5, C1 et AVP). Seule la station B3 ne montre qu'une directivité faible, d'azimut constant dans le temps ($\Delta AzM = 5.6$), mais de rapport MmQ = 1.2. Ce pic est d'ailleurs le seul présentant à la fois un azimut constant et un faible rapport MmQ. Tous les autres pics avec une même valeur MmQ montrent de larges variations d'azimut.

Pour tenter de relier ces orientations à des caractéristiques du site, nous les représentons associées à l'épaisseur d'argile déterminée par *Bièvre et al.* (2009) pour les pics à basse fréquence ($f \leq 1$ Hz, Figure 5.28), et associées au modèle numérique de terrain (MNT ou DEM) et aux déplacements mesurés entre 1995 et 2007 (*Jongmans et al.*, 2009) pour les

pics à haute fréquence ($f > 1$ Hz, Figure 5.29). Sur ces cartes, les pics que nous avons associés à une forte directivité sont représentés en traits rouges épais, ceux de directivités modérée et faible en traits rouges fins. L'orientation des traits correspond à l'orientation de la directivité observée, tandis que leur longueur est proportionnelle au rapport MmQ .

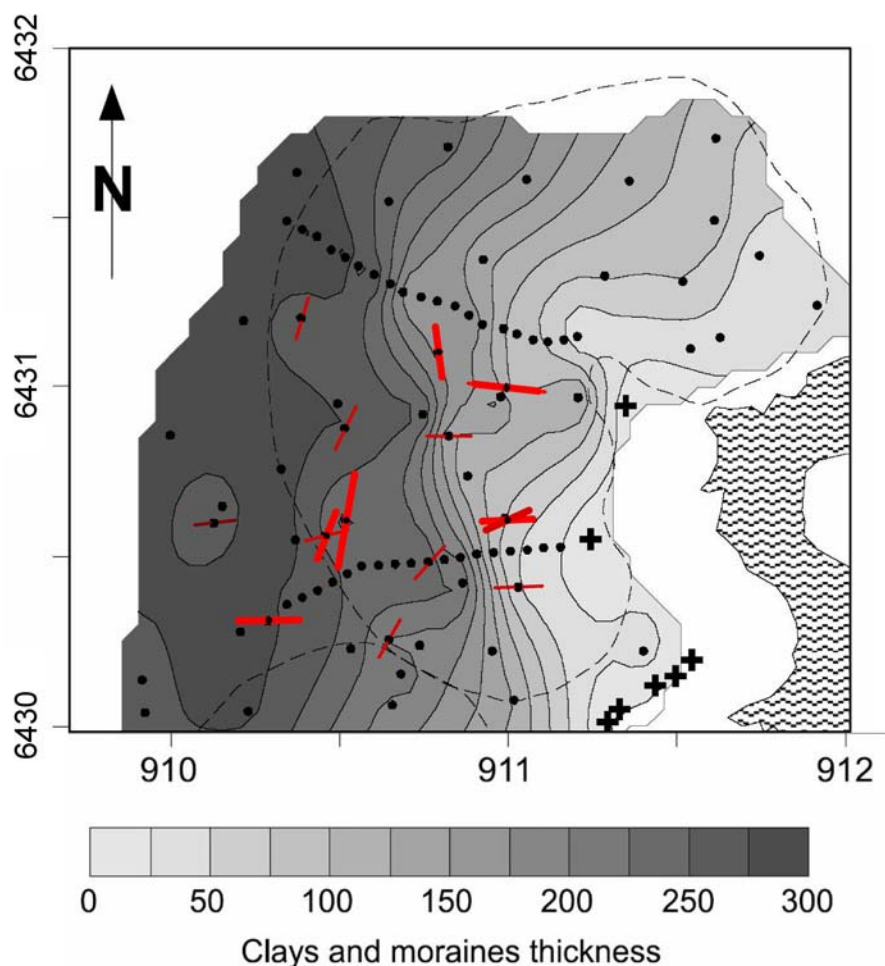


FIG. 5.28 – Directivity of the main maxima at frequencies lower than 1 Hz (red lines), on top of clay thickness (modified from Bièvre et al., 2009).

A basse fréquence (Figure 5.28), les variations azimutales du rapport H/V mettent en évidence deux orientations presque orthogonales, l'une approximativement orientée $N 0$ à 10° , l'autre orientée $N 80$ à 90° . La première de ces directions correspond à la direction axiale de la paléo-vallée du Drac, l'autre correspond à peu près à sa direction transverse. Il semblerait donc que cette directivité à basse fréquence soit effectivement liée à la géométrie de cette vallée.

A haute fréquence (Figure 5.29), seules trois stations présentent un phénomène de directivité. Les autres stations dans la partie ouest du réseau ne montrent pas de pic d'amplitude supérieure à 2 à haute fréquence, et les autres stations dans la partie est montrent des pics qui n'ont pas de forte directivité, ou une directivité d'orientation très variable au cours du temps. A ces trois stations, les orientations mesurées sont approximativement orientées perpendiculairement aux escarpements visibles sur le MNT. Bien

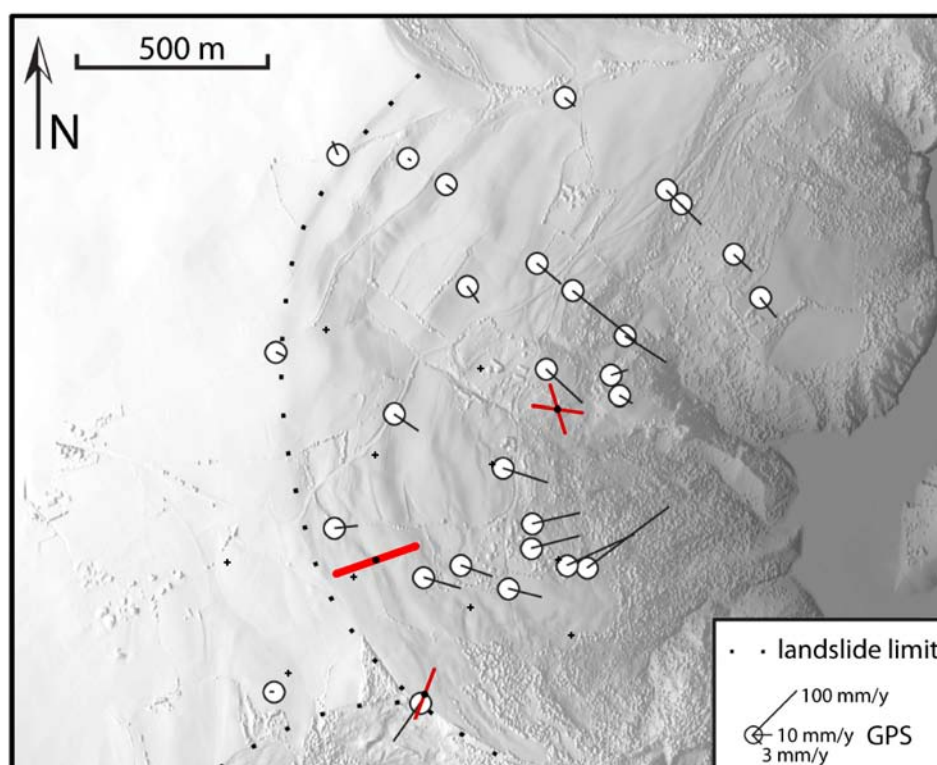


FIG. 5.29 – Directivity of the main maxima at frequencies higher than 1 Hz (red lines), on top of DEM and displacement measurements (modified from Jongmans et al., 2009).

que l'on ne l'observe pas à toutes les stations, la directivité à haute fréquence pourrait donc avoir un lien avec la présence du glissement de terrain.

En conclusion, nous avons dans ce paragraphe présenté l'étude des variations azimutales des rapports spectraux H/V sur le glissement de terrain d'Avignonet, dans la gamme de fréquence entre 0.2 et 10 Hz. A partir de critères prenant en compte l'amplitude de la directivité (i.e. le rapport entre les amplitudes maximum et minimum du rapport H/V à une fréquence donnée dans toutes les directions) et sa stabilité dans le temps (i.e. l'écart type mesuré sur les azimuts d'amplitude maximum à toutes les heures de la journée), nous avons identifié des pics de directivité forte et modérée. Contrairement à ce qu'ont observé *Del Gaudio et al.* (2008) sur des glissements de terrain en Italie centrale, ces rapports spectraux ne montrent que peu de pics d'amplitude supérieure à 2, et les directions d'amplification ne s'observent pas sur une large gamme de fréquence, mais seulement en ces pics. De plus, plusieurs directions d'amplification différentes affectent souvent des pics de fréquences différentes d'une même station. En distinguant les amplifications basse fréquence (< 1 Hz) et haute fréquence (> 1 Hz) nous avons montré que deux directions d'amplification affectent les pics à basse fréquence. Elles correspondent approximativement aux directions axiale et transverse de la vallée. Les directions d'amplification à haute fréquence semblent s'orienter perpendiculairement aux escarpements du glissement de terrain. Cependant, cette dernière observation n'est réalisée qu'à trois stations, et l'influence du glissement de terrain sur ces directions d'amplifications n'est donc pas entièrement confirmée.

La stabilité temporelle de ces directions d'amplification prouve qu'elles ne sont pas liées à la directivité de sources de bruit aléatoires. Cependant, elle peut avoir deux origines différentes : elle peut être une caractéristique du site lui même, ou bien une caractéristique du bruit sismique et d'éventuelles sources de bruit présentes en permanence. Pour valider sans ambiguïté les influences de la vallée d'une part, du glissement de terrain d'autre part, il faudrait comparer cette directivité à celle mesurée pour l'enregistrement de séismes. *Del Gaudio and Wasowski* (2007) utilisent pour cela la méthode des rapports H/V azimutaux calculés sur les spectres de petits séismes, ainsi qu'une méthode de multiplication des diagrammes représentant, pour de nombreux séismes, les spectres en fonction de l'azimut. La méthode la plus utilisée reste cependant celle des rapports spectraux site/référence, utilisée par exemple par *Spudich et al.* (1996) pour étudier les phénomènes d'amplification et de directivité à Tarzana, en Californie.

Conclusions et perspectives

La vitesse des ondes de cisaillement (V_s) est un paramètre élastique permettant de caractériser la compacité des formations superficielles. Il joue un rôle essentiel aussi bien en sismologie appliquée pour l'évaluation des effets de site, qu'en géotechnique pour la reconnaissance des mouvements de terrain.

En fonction de la complexité des sites à étudier, le but de ce travail de thèse était d'évaluer les capacités des méthodes permettant de mesurer V_s à l'échelle de la dizaine à la centaine de mètres de profondeur, avec une focalisation sur les trois aspects suivants :

- déterminer le profil vertical de vitesse en ondes S sur les sites tabulaires de géométrie 1D,
- détecter la présence de sites non tabulaires (2D/3D),
- imager en trois dimensions les sites 2D/3D,
- explorer les possibilités de suivi temporel.

Inversion des ondes de surface en milieu tabulaire

La méthode la plus prometteuse pour obtenir rapidement le profil de vitesse 1D jusqu'à des profondeurs d'au moins 50 m sur des sites tabulaires apparaissait être l'inversion des ondes de surface obtenues à partir de réseaux mesurant les vibrations ambiantes. Pour évaluer la fiabilité de cette méthode, vingt sites accélérométriques européens pour lesquels des profils verticaux de V_s étaient disponibles, ont été sélectionnés pour représenter un ensemble de conditions géologiques et environnementales variées. Des données de sismique active (profils de 20 à 115 m de long) et passive (réseaux concentriques de 10 à quelques centaines de mètres d'ouverture) ont été systématiquement acquises en chacun de ces sites en collaboration avec d'autres laboratoires européens.

La comparaison des courbes de dispersion, des profils de vitesse et des valeurs de V_{s30} (moyenne des vitesses V_s sur les 30 premiers mètres) calculés par les trois techniques (mesures en forage, inversion des ondes de surface par sismique active, et par sismique passive) a montré que les résultats obtenus par les techniques d'inversion des ondes de surface sont comparables à ceux déduits des forages pour les sites mous à moyennement raides ($V_{s30} < 600$ m/s). Aux sites plus compacts, les valeurs de vitesse à faible profondeur déduites des méthodes de surface sont inférieures à celles mesurées en forage, plausiblement du fait des incertitudes sur la verticalité du trou ou l'influence des ondes réfractées lors des mesures en forage. De plus, avec les dispositifs d'acquisition utilisés, la profondeur de pénétration de la sismique passive est nettement supérieure à celle de la sismique active

et aussi, en règle générale, à la profondeur des forages disponibles aux sites étudiés. La sismique passive a en général permis d'obtenir le profil de vitesse jusqu'à l'interface entre sédiments et substratum, mais sans pénétrer dans celui-ci.

D'autre part, la bonne corrélation entre les valeurs de V_{s30} et de $V_{\lambda 30}$ (vitesse correspondant à une longueur d'ondes de 30 m), ainsi que la séparation des courbes de dispersion dans l'espace fréquence-longueur d'onde en fonction du type de sites (classification EC-8), suggèrent que l'étape d'inversion de la courbe de dispersion ne soit pas nécessaire pour déterminer la classe de site. Pour être utilisé, ce résultat nécessite cependant d'être vérifié sur un nombre beaucoup plus important de cas, synthétiques et réels.

Si les méthodes des ondes de surface ont été peu utilisées dans le monde industriel, c'est en partie à cause de la complexité de l'étape d'inversion de la courbe de dispersion. Comme toutes les autres méthodes géophysiques, celle-ci est confrontée au problème de la non-unicité de la solution, et nous avons montré que le choix de l'espace des paramètres (nombre de couches, type de loi de vitesse dans chacune des couches) a une grande influence sur les résultats obtenus. A partir de l'étude des profils de V_s mesurés en forage aux vingt sites accélérométriques européens, nous avons trouvé que la partie superficielle de la sub-surface (jusqu'à la profondeur des forages, c'est-à-dire quelques dizaines de mètres) peut en général être simplifiée par une à trois couches comportant une augmentation linéaire de la vitesse avec la profondeur. Une étude sur des cas synthétiques a montré que l'analyse des inversions réalisées avec un nombre croissant de couches uniformes sur un demi-espace permet d'estimer la profondeur de l'interface entre les couches sédimentaires molles et socle rocheux rigide. Nous avons proposé une inversion en deux étapes :

- 1) estimation de la profondeur de l'interface à partir d'inversions effectuées avec un nombre croissant de couches uniformes,
- 2) introduction de cette information dans une inversion avec des couches à augmentation linéaire de vitesse.

Cette stratégie a été appliquée avec succès sur des sites stratifiés horizontalement préalablement reconnus. Elle nécessite cependant de définir la courbe de dispersion avec peu d'incertitude sur une large gamme de fréquences s'étendant au moins de f_0 à $10 f_0$, où f_0 est la fréquence fondamentale, en combinant sismique passive et active.

Sites 2D/3D

La méthode d'inversion des ondes de surface repose sur l'hypothèse d'un milieu tabulaire 1D. Pour l'appliquer systématiquement à un grand nombre de sites, il était donc important d'évaluer l'influence de géométries non stratifiées horizontalement sur la courbe de dispersion et sur son inversion. Dans ce but, nous avons analysé les sismogrammes obtenus :

- par sismique active et sismique passive sur des modèles synthétiques avec une interface en pente,
- et par sismique active sur un site réel de même configuration où la sismique réfraction a permis d'estimer la profondeur de l'interface.

Les courbes de dispersion mesurées ont été dans la plupart des cas mieux expliquées par des profils avec un gradient de vitesse, plutôt que par un modèle bi-couche moyen. De

plus, pour les modèles de forte pente (supérieure à 15 %), les courbes de dispersion ont été perturbées d'une part par les ondes diffractées aux coins du modèle à basse fréquence, d'autre part par la différence dans les amplitudes des signaux enregistrés en sismique passive, résultant de la répartition irrégulière des sources autour du réseau ou d'un effet d'amplification lié à la structure sismique elle-même. Ces différents effets ont eu pour résultat que, dans la plupart des cas, l'inversion des courbes de dispersion n'a pas permis de retrouver correctement la vitesse et/ou la profondeur du substratum.

Pour reconnaître un site de structure sismique inconnue, une procédure en trois étapes a été proposée :

- 1) Rassembler toutes les informations disponibles sur le site à étudier, concernant la topographie, la géologie ou des mesures géophysiques ou géotechniques antérieures permettant d'évaluer le caractère 1D de la structure sismique.
- 2) Si le site semble être stratifié horizontalement, réaliser une étude de sismique passive avec calcul en temps réel de la courbe de dispersion, afin d'adapter le temps d'acquisition et la géométrie des réseaux. Valider le caractère 1D du site par l'observation de la forme et de la variation latérale des rapports spectraux H/V calculés aux différentes stations des réseaux. La clarté des pics H/V et la constance de leur fréquence à travers le réseau, associées avec l'observation d'ondes propagatives et non stationnaires, garantissent la présence d'un site de géométrie 1D à l'échelle des longueurs d'ondes correspondant aux fréquences observées. Les autres formes de courbes H/V ne permettent pas de conclure sur la géométrie du site.
- 3) Si les étapes (1) ou (2) montrent que le site n'est pas stratifié horizontalement, appliquer les techniques d'imagerie 2D de Vs, comme la tomographie sismique ou la sismique réflexion en ondes SH pour obtenir une image de la proche surface.

Imagerie 3D des variations latérales, suivi temporel

Enfin, la dernière partie de ce travail nous a permis d'évaluer la capacité des techniques d'intercorrélation sismique du bruit ambiant pour imager des structures complexes superficielles comme les mouvements de terrain.

Treize stations sismologiques ont été déployées sur le glissement de terrain d'Avignonet avec une ouverture kilométrique pendant deux semaines. Les formes d'ondes obtenues par inter-corrélation ont permis de retrouver les courbes de dispersion des vitesses de groupe des ondes de Rayleigh entre 1.5 et 5 Hz. En dessous de 1.5 Hz, la directivité du champ d'onde perpendiculairement à la vallée a faussé la reconstruction de l'onde de Rayleigh, tandis qu'au-dessus de 5 Hz, la prédominance des modes supérieurs et la durée trop courte des enregistrements n'ont pas permis de reconstruire le mode fondamental de Rayleigh. Ces courbes de dispersion passives, complémentaires de celles mesurées entre 3 et 7 Hz sur des signaux générés à l'explosif, ont permis construire un modèle 3D de la vitesse des ondes de cisaillement. L'ordre de grandeur des vitesses Vs et l'épaisseur de la couche endommagée par le glissement sont en bon accord avec les résultats d'études indépendantes.

Cette étude a donc montré le potentiel de la méthode combinant intercorrélations et tomographie pour imager des structures complexes 3D à l'échelle kilométrique, mais a aussi souligné la nécessité de disposer d'un champ d'onde isotrope et d'une durée d'enregis-

trement suffisante (particulièrement à haute fréquence) pour reconstruire la propagation correctement.

Un autre enjeu de l'étude des mouvements de terrain étant de comprendre leur évolution temporelle, nous avons appliqué les techniques de suivi temporel aux inter-corrélations calculées entre deux stations permanentes installées sur le glissement. Sur une durée de trois ans, cette étude suggère une diminution de la vitesse sismique de l'ordre de 0.2% par an, qui devra cependant être confirmée par de futures données.

Perspectives

– Caractérisation sismique et risque sismique

Notre étude suggère qu'un site puisse être classé directement à partir de la courbe de dispersion, sans inverser cette dernière. Cette possibilité doit être validée, à la fois sur des courbes de dispersion théoriques correspondant à des profils de vitesse réalistes, et sur des courbes de dispersion mesurées en des sites déjà bien connus.

Par ailleurs, la technique des intercorrélations d'enregistrements de bruit ambiant semble susceptible de pouvoir reconstruire un modèle sismique 3D sous un réseau de stations sismologiques y compris aux petites échelles, et pourrait peut-être à terme être applicable pour la reconnaissance systématique des sites. Les limitations mentionnées concernant la directivité des sources pourraient être contournées de deux manières. La première serait d'utiliser les corrélations de coda de corrélations (*Stehly, 2007*). La coda des corrélations, qui résulte de la diffraction des ondes dans le milieu, est en effet moins sensible à la directivité des sources primaires de bruit. Une deuxième possibilité serait d'identifier la directivité du champ d'onde et de l'utiliser pour corriger les corrélations reconstruites, comme l'a fait récemment *Roux (2009)* pour imager la région de la faille de San Andréas (Californie, Etats-Unis) à partir d'un bruit provenant d'une seule direction.

– Caractérisation sismique et risque gravitaire

Les données utilisées dans cette thèse pour effectuer le suivi temporel du glissement de terrain d'Avignonet ont présenté beaucoup de lacunes et n'ont malheureusement pas permis de faire le parallèle entre les variations de vitesse sismique et celles des mesures de déplacement ou des données météorologiques. Cette comparaison plus détaillée, appliquée sur des données continues, devrait permettre de mieux comprendre les mécanismes d'endommagement du matériau argileux et son évolution temporelle.

Bibliographie

- Abe, M., and Z. Suzuki (1970), A model-seismological study on the propagation of Rayleigh waves in a medium with a dipping boundary between a superficial layer and the basement, *Scientific report, Tôhoku University, Fifth Service*, 20, 1–25.
- Aki, K. (1957), Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors, *Bulletin of Earthquake Research Institute*, 35, 415–456.
- Allen, J., and L. Rabiner (1977), A unified approach to short-time Fourier transform and synthesis, *Proceedings of the IEEE*, 65, 1558–1564.
- Angeli, M.-G., A. Pasuto, and S. Silvano (2000), A critical review of landslide monitoring experiences, *Engineering Geology*, 55, 133–147.
- Apostolidis, P., D. Raptakis, K. Pandi, M. Manakou, and K. Pitilakis (2006), Definition of subsoil structure and preliminary ground response in Aigion city (Greece) using microtremor and earthquakes, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 26, 922–943.
- Arai, H., and K. Tokimatsu (2005), S-Wave Velocity Profiling by Joint Inversion of Microtremor Dispersion Curve and Horizontal-to-Vertical (H/V) Spectrum, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95, 1766–1778.
- Asten, M., and D. Boore (2005), *Blind comparisons of shear-wave velocities at closely spaced sites in San Jose, California*, chap. Comparison of shear-velocity profiles of unconsolidated sediments near the Coyote borehole (CCOC) measured with fourteen invasive and non-invasive methods, U.S. Geological Survey Open-File Report 2005-1169.
- Asten, M., W. Stephenson, and P. Davenport (2005), Shear-wave velocity profile for Holocene sediments measured from microtremor array studies, SCPT, and seismic refraction, *Journal of Engineering and Environmental Geophysics*, 10, 235–242.
- Asten, M. W., and J. D. Henstridge (1984), Array estimators and use of microseisms for reconnaissance of sedimentary basins, *Geophysics*, 49, 1828–1837.
- Ata, E., D. Corrigan, G. McMehan, and J. Gaiser (1993), Estimation of near - surface elastic parameters using multicomponent seismic data, *Geophysics*, 58, 1017–1029.
- Athanasopoulos, G., P. Pelekis, and E. Leonidou (1999), Effects of surface topography on seismic ground response in the Egion (Greece) 15 June 1995 earthquake, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 18, 135–149.
-

- Baig, A. M., M. Campillo, and F. Brenguier (2009), Denoising seismic noise cross correlations, *Journal of Geophysical Research - Solid Earth*, 114, B08,310.
- Baillet, L., and T. Sassi (2006), Mixed finite element methods for the Signorini problem with friction, *Numerical Methods for Partial Differential Equations*, 22(6), 1489–1508.
- Baillet, L., V. Linck, S. D’Errico, B. Laulagnet, and Y. Berthier (2005), Finite element simulation of dynamic instabilities in frictional sliding contact, *Journal of Tribology-Transactions of the Asme*, 127, 652–657.
- Bard, P.-Y. (1997), Local effects on strong ground motion : basic physical phenomena and estimation methods for microzoning studies, in *Proceedings of the Advanced Study Course on Seismic Risk SERINA - Seismic Risk : an integrated seismological, geotechnical and structural approach*, pp. 229–299, Thessaloniki, Greece.
- Bard, P.-Y. (1998), Microtremor measurements : a tool for site effects estimation ?, in *The effects of surface geology on seismic motion*, edited by K. Irikura, K. Kudo, H. Okada, and T. Sasatani, pp. 1251–1279, Balkema, Rotterdam.
- Bard, P.-Y. (2004), The SESAME project : an overview and main results, Vancouver, August 2004, Paper 2207., in *13th World Conference in Earthquake Engineering*.
- Bard, P.-Y., and M. Bouchon (1980), The seismic response of sediment-filled valleys. Part 1. The case of incident SH waves, *Buttletin of the Seismological Society of America*, 70(4), 1263–1286.
- Bard, P.-Y., and M. Bouchon (1985), The two-dimensional resonance of sediment-filled valleys, *Buttletin of the Seismological Society of America*, 75(2), 519–541.
- Bard, P.-Y., and J. Riepl (1999), *Wave motion in earthquake engineering*, chap. Wave propagation in complex geological structures and local effects on strong ground motion, pp. 38–95, WIT Press, (Series "Advances in Earthquake Engineering").
- Bardet, J. P., K. Ichii, and C. Lin (2000), EERA : a comuter program for equivalent-linear earthquake site response analysis of layered soil deposits, *Tech. rep.*, University of southern California, Department of civil engineering.
- Barmin, M. P., M. H. Ritzwoller, and A. L. Levshin (2001), A fast and reliable method for surface wave tomography, *Pure and Applied Geophysics*, 158(8), 1351–1375.
- Bensen, G. D., M. H. Ritzwoller, M. P. Barmin, A. L. Levshin, F. Lin, M. P. Moschetti, N. M. Shapiro, and Y. Yang (2007), Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements, *Geophysical Journal International*, 169, 1239–1260.
- Bettig, B., P.-Y. Bard, F. Scherbaum, J. Riepl, F. Cotton, C. Cornou, and D. Hatzfeld (2001), Analysis of dense array noise measurements using the modified spatial autocorrelation method (SPAC). Application to the Grenoble area, *Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 42, 281–304.
-

- Bièvre, G., U. Kniess, D. Jongmans, E. Pathier, S. Schwartz, T. Villemin, and V. Zumbo (2009), Combined use of remote and ground geophysical for imaging the structure of landslides in the Trièves area (Western Alps, France), *Geomorphology*, *in press*.
- Bièvre, G., F. Renalier, L. Valldosera, D. Jongmans, E. Flavigny, and P. Foray (2010), Caractéristiques de l'endommagement d'une argile par méthodes sismiques, in *Proceedings of the Journées Nationales de Géologie et Géotechnique*.
- Bodet, L. (2005), Limites théoriques et expérimentales de l'interprétation de la dispersion des ondes de Rayleigh : apport de la modélisation numérique et physique., Ph.D. thesis, Ecole Centrale de Nantes et Université de Nantes.
- Bodet, L., O. Abraham, A. Bitri, D. Leparoux, and P. Côte (2004), Effect of dipping layer on seismic surface waves profiling : a numerical study, in *Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems, Proceedings*, Colorado Springs, Colorado.
- Bodet, L., L. K. van Wijk, A. Bitri, O. Abraham, P. Côte, G. Grandjean, and D. Leparoux (2005), Surface-wave inversion limitations from laser-doppler physical modeling, *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, *10*(2), 151–162.
- Bonnefoy-Claudet, S. (2004), Nature du bruit de fond sismique : implications pour les études des effets de site, Phd thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble.
- Bonnefoy-Claudet, S., C. Cornou, P.-Y. Bard, F. Cotton, P. Moczo, J. Kristek, and D. Fäh (2006a), H/V ratio : a tool for site effects evaluation. Results from 1-D noise simulations, *Geophysical Journal International*, *167*, 827–837.
- Bonnefoy-Claudet, S., F. Cotton, and P.-Y. Bard (2006b), The nature of the seismic noise wave field and its implication for site effects studies : a literature review, *Earth Sciences Review*, *79*(3-4), 205–227.
- Bonnefoy-Claudet, S., F. Cotton, and P.-Y. Bard (2006c), The nature of noise wavefield and its applications for site effects studies : A literature review, *Earth-Science Reviews*, *79*(3-4), 205–227.
- Bonnefoy-Claudet, S., A. Köhler, C. Cornou, M. Wathelet, and P.-Y. Bard (2008), Effects of Love waves on microtremor H/V ratio, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *98*(1), 288–300.
- Bonnefoy-Claudet, S., S. Baize, L. F. Bonilla, C. Berge-Thierry, C. Pasten, J. Campos, P. Volant, and R. Verdugo (2009), Site effect evaluation in the basin of Santiago de Chile using ambient noise measurements, *Geophysical Journal International*, *176*(3), 925–937.
- Boore, D. (1970), Love waves in nonuniform wave guides : finite difference calculations, *Journal of Geophysical Research*, *75*(8), 1512–1527.
- Boore, D. (2006), Determining subsurface shear-wave velocities : a review, in *Third international symposium on the effects of surface geology on seismic motion, Grenoble, France, paper number 103*.
-

- Boore, D., and M. Asten (2008), Comparisons of shear-wave slowness in the Santa Clara Valley, California, using blind interpretations of data from invasive and non-invasive methods, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *98*, 1983–2003, doi :10.1785/0120070277.
- Bozzano, F., L. Lenti, S. Martino, A. Paciello, and G. Scarascia Mugnozza (2008), Self-excitation process due to local seismic amplification responsible for the reactivation of the Salcito landslide (Italy) on 31 October 2002, *Journal of Geophysical Research*, *113*, B10,312.
- Brenguier, F., N. M. Shapiro, M. Campillo, A. Nercessian, and V. Ferrazzini (2007), 3-D surface wave tomography of the Piton de la Fournaise volcano using seismic noise correlations, *Geophysical Research Letters*, *34*, L02,305, doi :10.1029/2006GL028586.
- Brenguier, F., N. M. Shapiro, M. Campillo, V. Ferrazzini, Z. Duputel, O. Coutant, and A. Nercessian (2008), Towards forecasting volcanic eruptions using seismic noise, *Nature Geoscience*, *1*(2), 126–130, doi :10.1038/ngeo104.
- Brocard, G., P. van der Beek, D. Bourlès, L. Siame, and J.-L. Mugnier (2003), Long-term fluvial incision rates and postglacial river relaxation time in the French Western Alps from ¹⁰Be dating of alluvial terraces with assessment of inheritance, soil development and wind ablation effects, *Earth and Planetary Science Letters*, *209*, 197–214.
- Cadet, H. (2007), Utilisation combinée des méthodes basées sur le bruit de fond dans le cadre du microzonage sismique, Ph.D. thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble, France.
- Campillo, M. (2006), Phase and correlation in 'random' seismic fields and the reconstruction of the Green's function, *Pure and Applied Geophysics*, *163*, 475–502.
- Campillo, M., and A. Paul (2003), Long - range correlations in the diffuse seismic coda, *Science*, *299*, 547–549.
- Capon, J. (1969), High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis, *Proceedings of the IEEE*, *57*, 1408–1418.
- CEN (2004), *Eurocode 8 : Design of structures for earthquake resistance*, chap. Part 1 : general rules, seismic actions and rules for buildings, European Standard EN 1998-1.
- Colin de Verdière, Y. (2009), Semiclassical analysis and passive imaging, *Nonlinearity*, *22*, R45–R75.
- Cornou, C., M. Ohrnberger, D. Boore, J. T. Kuo, and P.-Y. Bard (2006), Using ambient noise array techniques for site characterisation : results from an international benchmark, in *Proceedings of the 3rd International Symposium on the effects of surface geology on seismic motion*, vol. paper 185, edited by P.-Y. Bard, E. Chaljub, C. Cornou, F. Cotton, and P. Guéguen, LCPC Editions, Grenoble.
-

- Coutant, O., F. Doré, F. Brenguier, J. Fels, D. Brunel, S. Judenherc, and M. Dietrich (2008), The High-Resolution Imaging (HRI) portable array : a seismic (and Internet) network dedicated to kilometric-scale seismic imaging, *Seismological Research Letters*, 79(1), 47–54.
- Dal Moro, G. (2008), VS and VP vertical profiling via joint inversion of Rayleigh waves and refraction travel times by means of bi-objective evolutionary algorithm, *Journal of Applied Geophysics*, 66(1-2), 15–24.
- Dal Moro, G., and M. Pipan (2007), Joint inversion of surface wave dispersion curves and reflection travel times via multi-objective evolutionary algorithms, *Journal of Applied Geophysics*, 61, 56–81.
- Dal Moro, G., M. Pipan, and P. Gabrielli (2007), Rayleigh wave dispersion curve inversion via genetic algorithms and marginal posterior probability density estimation, *Journal of Applied Geophysics*, 61, 39–55.
- Dasios, A., C. McCann, T. Astin, D. McCann, and P. Fenning (1999), Seismic imaging of the shallow subsurface : shear wave case histories, *Geophysical Prospecting*, 47, 565–591.
- Del Gaudio, V., and J. Wasowski (2007), Directivity of slope dynamic response to seismic shaking, *Geophysical Research Letters*, 34, L12,301.
- Del Gaudio, V., S. Coccia, J. Wasowski, M. R. Gallipoli, and M. Mucciarelli (2008), Detection of directivity in seismic site response from microtremor spectral analysis, *Natural Hazards and Earth System Science*, 8(4), 751–762.
- Demagnet, D. (2000), Tomographie 2D et 3D à partir de mesures géophysiques en surface et en forage., Ph.D. thesis, University of Liège.
- Derode, A., E. Larose, M. Campillo, and M. Fink (2003a), How to estimate the Green's function of a heterogeneous medium between two passive sensors ? Application to acoustic waves, *Applied Physics Letters*, 83(15), 3054–3056.
- Derode, A., E. Larose, M. Tanter, J. de Rosny, A. Tourin, M. Campillo, and M. Fink (2003b), Recovering the Green's function from field-field correlation in an open medium (L), *The Journal of the Acoustical Society of America*, 113(6), 2973–2976.
- Di Giulio, G., A. Rovelli, F. Cara, M. Azzara, F. Marra, R. Basili, and A. Caserta (2003), Long-duration asynchronous ground motions in the Colfiorito plain, central Italy, observed on a two-dimensional dense array, *Journal of Geophysical Research*, 108, 10.
- Di Giulio, G., C. Cornou, M. Ohrnberger, M. Wathelet, and A. Rovelli (2006), Deriving wavefield characteristics and shear-velocity profiles from two-dimensional small-aperture arrays analysis of ambient vibrations in a small-size alluvial basin, Colfiorito, Italy, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(5), 1915–1933, doi : 10.1785/0120060119.
- Dines, K., and J. Lyttle (1979), Computerized geophysical tomography, in *Proceedings of the Institute of Electrical and Electronics Engineers*, vol. 67, pp. 1065–1073.
-

- Dobry, R., I. Oweis, and A. Urzua (1976), Simplified procedure for estimating the fundamental period of a soil profile, *Bulletin of the Seismological Society of American*, 66(4), 1293–1321.
- Drake, L. A. (1972), Love and Rayleigh waves in nonhorizontally layered media, *Buttetin of the Seismological Society of America*, 62(5), 1241–1258.
- Dravinski, M., G. Ding, and K.-L. Wen (1996), Analysis of spectral ratios for estimating ground motion in deep basins, *BSSA*, 86, 646–654.
- Duputel, Z., V. Ferrazzini, F. Brenguier, N. Shapiro, M. Campillo, and A. Nercessian (2009), Real time monitoring of relative velocity changes using ambient seismic noise at the Piton de la Fournaise volcano (La Réunion) from January 2006 to June 2007, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 184, 164–173.
- Duvall, T., S. Jefferies, J. Harvey, and M. Pomerantz (1993), Time distance helioseismology, *Nature*, 362, 430–432.
- Edwards, A. W. F. (1992), *Likelihood*, John Hopkins, expanded edition.
- Eslick, R., G. Tsoflias, and D. Steeples (2008), Field investigation of Love waves in near-surface seismology, *Geophysics*, 73(3), G1–G6.
- Faust, L. Y. (1951), Seismic velocity as a function of depth and geologic time, *Geophysics*.
- Finn, W. (2000), State-of-the-art of geotechnical earthquake engineering practice, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 20, 1–15.
- Fontanive, A., V. Gorelli, and L. Zonetti (1985.), Raccolta di informazioni sulle postazioni accelerometriche del Friuli, Roma, *Tech. rep.*, Commissione ENEA-ENEL per lo studio dei problemi sismici connessi con la realizzazione di impianti nucleari, Rome, Italy.
- Forbriger, T. (2003a), Inversion of shallow-seismic wavefields : I. Wavefield transformation, *Geophysical Journal International*, 153(3), 719–734.
- Forbriger, T. (2003b), Inversion of shallow-seismic wavefields : II. Inferring subsurface properties from wavefield transforms, *Geophysical Journal International*, 153(3), 725–752.
- Gallipoli, M., V. Lapenna, P. Lorenzo, M. Mucciarelli, A. Perrone, S. Piscitelli, and F. Sdao (2000), Comparison of geological and geophysical prospecting techniques in the study of a landslide in southern Italy, *European Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 4, 117–128.
- Giraud, A., P. Antoine, T. van Asch, and J. Nieuwenhuis (1991), Geotechnical problems caused by glaciolacustrine clays in the French Alps, *Engineering Geology*, 31, 185–195.
- Gélis, C. (2005), Inversion des formes d’onde élastique dans le domaine espace-fréquence en deux dimensions. Application à la caractérisation de la subsurface dans le cadre de la détection de cavités souterraines., Ph.D. thesis, Université de Nice-Sophia Antipolis.
-

-
- Goldberg, D. E. (1989), *Genetic algorithms in search, optimization, and machine learning*, Addison-Wesley, Reading, Massachusetts.
- Got, J. L., and O. Coutant (1997), Anisotropic scattering and travel time delay analysis in Kilauea volcano, Hawaii, earthquake coda waves, *Journal of Geophysical Research*, 102(B4), 8397–8410.
- Gouédard, P. (2008), Techniques de corrélation : aspects méthodologiques et applications à la sub-surface, Ph.D. thesis, Université Joseph Fourier - Grenoble 1.
- Gouédard, P., et al. (2008), Cross-correlation of random fields : mathematical approach and applications, *Geophysical Prospecting*, 56, 375–393.
- Graham, J., and G. T. Houlsby (1983), Anisotropic elasticity of a natural clay, *Géotechnique*, 33(2), 165–180.
- Grandjean, G., and A. Bitri (2006), 2M-MASW : Multifold and Multichannel seismic inversion of local dispersion of Rayleigh wave in laterally heterogeneous subsurfaces : application to the Super-Sauze earthflow (France), *Near Surface Geophysics*, 4(5), 367–375.
- Gregersen, S. (1976), Surface waves in isotropic, laterally inhomogeneous media, *Pure and Applied Geophysics*, 114, 821–832.
- Gucunski, N., and R. D. Wood (1991), Use of Rayleigh modes in interpretation of SASW test, in *Proc. of the 2nd Int. Conf. on Recent Advances in Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics*, vol. 2, pp. 1399–1408, Univ. of Missouri, Rolla.
- Guillier, B., C. Cornou, J. Kristek, S. Bonnefoy-Claudet, P. Bard, D. Fah, , and P. Moczo (2006), Simulation of seismic ambient vibrations : does the H/V provide quantitative information in 2D-3D structure ?, in *ESG2006*, Grenoble.
- Hack, R. (2000), Geophysics for slope stability, *Surveys in Geophysics*, 21, 423–448.
- Hadzioannou, C., E. Larose, O. Coutant, P. Roux, and M. Campillo (2009), Stability of monitoring weak changes in multiply scattering media with ambient noise correlation : Laboratory experiments, *Journal of the Acoustical Society of America*, 125(6), 3688–3695.
- Hagedoorn, J. G. (1958), The plus-minus method of interpreting seismic refraction sections, *Geophysical Prospecting*, 7(2), 158–182.
- Haskell, N. (1953), The dispersion of surface waves on multi layered media, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 43, 17–34.
- Haskell, N. (1960), Crustal reflection of plane SH waves, *Journal of Geophysical Research*, 65, 4147–4450.
- Herrmann, R. B. (1987), *Surface wave inversion. Computer program in seismology*, vol. 4, Saint Louis University.
-

- Hunter, J., B. Benjumea, J. Harris, R. Miller, S. Pullan, and R. A. Burns (2002), Surface and downhole shear wave seismic methods for thick soil site investigations, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 22, 931–941.
- Jobert, N., and G. Jobert (1987), *Seismic Tomography*, chap. Ray tracing for surface waves, pp. 275–300, Reidel Publishing company.
- Jongmans, D. (1992), The application of seismic methods for dynamic characterization of soils in earthquake engineering, *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 46, 63–69.
- Jongmans, D., and D. Demanet (1993), The importance of surface waves in vibration study and the use of Rayleigh waves for determining the dynamic characteristics of soils, *Engineering Geology*, 34, 105–113.
- Jongmans, D., and S. Garambois (2007), Geophysical investigation of landslides : A review, *Bulletin Société Géologique de France*, 178(2), 101–112, doi :10.2113/gssgfbull.178.2.101.
- Jongmans, D., F. Renalier, U. Kniess, G. Bièvre, S. Schwartz, E. Pathier, Y. Orengo, T. Villemain, and C. Delacourt (2008), Characterization of the Avignonet landslide (French Alps) using seismic techniques, in *10th International Symposium on Landslides and Engineered Slopes*, pp. 395–401, Xi'an, China.
- Jongmans, D., G. Bièvre, S. Schwartz, F. Renalier, N. Beaurez, and Y. Orengo (2009), Geophysical investigation of a large landslide in glaciolacustrine clays in the Trièves area (French Alps), *Engineering Geology*, 109(1-2), 45–56, doi :10.1016/j.enggeo.2008.10.005.
- Kagami, H., C. M. Duke, G. C. Liang, and Y. Ohta (1982), Observation of 1- to 5-second microtremors and their application to earthquake engineering. Part II. Evaluation of site effect upon seismic wave amplification due to extremely deep soil deposits, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72, 987–998.
- Kagami, H., S. Okada, K. Shiono, M. Oner, M. Dravinski, and A. K. Mal (1986), Observation of 1- to 5-second microtremors and their application to earthquake engineering. Part III. A two-dimensional study of site effects in the San Fernando Valley, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76, 1801–1812.
- Keilis-Borok (1986), *Seismic surface waves in a laterally inhomogeneous earth*, Kluwer Academic Publishers.
- Köhler, A., M. Ohrnberger, F. Scherbaum, M. Wathelet, and C. Cornou (2007), Assessing the reliability of the modified three-component spatial autocorrelation technique, *Geophysical Journal International*, 168, 779–796.
- Kim, D., and H. Park (1999), Evaluation of ground densification using SASW method and resonant column tests, *Canadian Geotechnical Journal*, 36, 291–299.
- Kind, F., D. Fäh, and D. Giardini (2005), Array measurements of S-wave velocities from ambient vibrations, *Geophysical Journal International*, 160, 114–126.
-

- Kniess, U., D. Jongmans, E. Pathier, S. Schwartz, G. Bièvre, and T. Villemin (2009), Influence of bedrock topography on the kinematics of two clayey landslides in the Trièves (French Alps), in *Proceedings of the Landslide Processes conference*, edited by T. van Asch, pp. 145–149, Strasbourg (France).
- Konno, K., and T. Ohmachi (1998), Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *88*, 228–241.
- Kuo, J. T., and G. A. Thompson (1963), Model studies on the effects of a sloping interface on Rayleigh waves., *Journal of Geophysical Research*, *68*, 6187–6197.
- Lachet, C., and P.-Y. Bard (1994), Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations of Nakamura's technique, *Journal of Physics of the Earth*, *42*, 377–397.
- Lacoss, R., E. J. Kelly, and M. N. Toksöz. (1969), Estimation of seismic noise using arrays, *Geophysics*, *34*, 21.
- Lai, C. G. (1998), Simultaneous inversion of Rayleigh phase velocity and attenuation for near-surface site characterization, Ph.D. thesis, Georgia Institute of Technology, USA.
- Larose, E. (2005), Diffusion multiple des ondes sismiques et expériences analogiques en ultrasons, Ph.D. thesis, Université Joseph Fourier.
- Larose, E. (2006), Mesoscopics of ultrasound and seismic waves : application to passive imaging, *Annales de Physique Françaises*, *31*(3), 126 p.
- Larose, E., A. Derode, M. Campillo, and M. Fink (2004), Imaging from one-bit correlation of wide-band diffuse wavefield, *Journal of Applied Physics*, *95*(12), 8393–8399.
- Larose, E., P. Roux, M. Campillo, and A. Derode (2008), Fluctuations of correlations and Green's function reconstruction : role of scattering, *Journal of Applied Physics*, *103*, 114,907.
- Lay, T., and T. Wallace (1995), *Modern global seismology*, Academic Press.
- Lenti, L., S. Martino, A. Paciello, and G. Scarascia Mugnozza (2009), Evidences of two-dimensional amplification effects in an alluvial valley (Valnerina, Italy) from velocimetric records and numerical models, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *99*, 1612–1635, doi :10.175/0120080219.
- Lobkis, O., and R. L. Weaver (2001), On the emergence of the Green's function in the correlations of a diffuse field, *The Journal of the Acoustical Society of America*, *110*(6), 3011–3017.
- Lorier, L., and P. Desvarreux (2004), Glissement du Mas d'Avignonet, commune d'Avignonet, in *Proceedings of the workshop Ryskhydrogeo, Program Interreg III*, p. 8p, La Mure (France).
-

- Luo, Y., J. Xia, J. Liu, Q. Liu, and S. Xu (2007), Joint inversion of high-frequency surface waves with fundamental and higher modes, *Journal of Applied Geophysics*, 62, 375–384.
- Luo, Y., J. Xia, J. Liu, Y. Xu, and Q. Liu (2009), Research on the middle-of-receiver-spread assumption of the MASW method, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 29(1), 71–79.
- Malet, J.-P., and O. Maquaire (2003), Black marls earthflows mobility and long-term seasonal dynamic in southeastern France, in *International Conference on Fast Slope Movements : Prediction and Prevention for Risk Mitigation*, edited by L. I. Picarelli, pp. 333–340, Patron Editore, Bologna.
- Mosegaard, K., and A. Tarantola (1995), Monte Carlo sampling of solutions to inverse problems, *Journal of Geophysical Research*, 10, 12,431–12,447.
- Mota, L. (1954), Determination of dips and depths of geological layers by the seismic refraction method, *Geophysics*, 19, 242–254.
- Moulin, C., and C. Chapeau (2004), Le glissement de la Salle en Beaumont (Isère), in *Proceedings of the workshop Ryskhydrogeo, Program Interreg III*, p. 9 p., La Mure, France.
- Moulin, C., and Y. Robert (2004), Le glissement de l'Harmalière sur la commune de Sinard, in *Proceedings of the workshop Ryskhydrogeo, Program Interreg III*, p. 11 p., La Mure, France.
- Méric, O. (2006), Etude des mouvements de terrain par mesures géophysiques, Ph.D. thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble, France.
- Méric, O., S. Garambois, J.-P. Malet, H. Cadet, P. Gueguen, and D. Jongmans (2007), Seismic noise-based methods for soft-rock landslide characterization, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 178(2), 137–148.
- Nakamura, Y. (1989), A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface, *Quarterly Report of Railway Technical Research Institute (RTRI)*, 30, 1.
- Nazarian, S., and K. H. Stokoe (1984), In situ shear wave velocities from spectral analysis of surface waves, in *Proceedings of the 8th Conference on Earthquake Engineering*, vol. 3, pp. 31–38.
- NERIES-JRA4 (2007), Selected sites and available information, *Tech. rep.*, NERIES JRA4 Deliverable D1, EC-026130, available via <http://www.neries-eu.org>.
- NERIES-JRA4 (2008a), Report on in-situ measurements at the 20 selected sites, *Tech. rep.*, NERIES Project JRA4 Task C, EU-FP6 EC project number 026130, Deliverable D2, available via <http://www.neries-eu.org>, accessed 15 June 2009.
- NERIES-JRA4 (2008b), Software on array processing and user manual, *Tech. rep.*, NERIES project - JRA4 : Site response. Task B. Deliverable D3, available via <http://www.neries-eu.org>.
-

- NERIES-JRA4 (2009a), Recommendations on site geometry, *Tech. rep.*, NERIES project - JRA4 : Site response. Task B3. Deliverable D5, available via <http://www.neries-eu.org>.
- NERIES-JRA4 (2009b), Comparative analysis of classical measurements and newly developed methods, *Tech. rep.*, NERIES Project JRA4 Task C, EU-FP6 EC project number 026130, Deliverable D6, available via <http://www.neries-eu.org>, accessed 15 June 2009.
- Nguyen, F., G. van Rompaey, H. Teerlynck, M. van Camp, D. Jongmans, and T. Camelbeeck (2004), Use of microtremor measurement for assessing site effects in Northern Belgium - interpretation of the observed intensity during the MS = 5.0 June 11 1938 earthquake, *Journal of Seismology*, 8(1), 41–56.
- Nolet, G. (1981), *Linearized inversion of (tele)seismic data*, chap. The solution of the inverse problem in geophysical interpretation, pp. 9–37, Plenum Press.
- Nolet, G. (1987), *Seismic Tomography*, chap. Seismic wave propagation and seismic tomography, pp. 1–23, Reidel and Dordrecht.
- Nolet, G. (2008), *A Breviary of Seismic Tomography*, Cambridge University Press.
- Nunziata, C., G. D. Nisco, and G. Panza (2009), S-waves profiles from noise cross correlation at small scale, *Engineering Geology*, 105, 161–170.
- Ohrnberger, M., D. Vollmer, and F. Scherbaum (2006), WARAN - a mobile wireless array analysis system for in-field ambient vibration dispersion curve estimation, in *1st European Conference on European Engineering and Seismology, ECEES, Geneva, Switzerland, 3 - 8 September 2006. Abstract-ID 2017*.
- Ohta, Y., H. Kagami, N. Goto, and K. Kudo (1978), Observation of 1- to 5-second microtremors and their application to earthquake engineering. Part I : Comparison with long-period accelerations at the Tokachi-Oki earthquake of 1968, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 68, 767–779.
- Okada, H. (2003), The microseismic survey method, *Society of Exploration Geophysicists of Japan. Translated by Koya Suto, Geophysical Monographs*, 12, Tulsa : Society of Exploration Geophysicists.
- O'Neill, A. (2004), Shear wave velocity model appraisal in shallow surface wave inversion, in *Proceedings of the ISC-2 on Geotechnical and Geophysical Site Characterization*, edited by A. Viana de Fonseca and P. W. Mayne, pp. 539–546, Millpress, Rotterdam, Portugal.
- Palazzo, S. (1991), Progetto Irpinia - Elaborazione dei risultati delle indagini geotecniche in sito ed in laboratorio eseguite nelle postazioni accelerometriche di Bagnoli Irpino, Calitri, Auletta, Bisaccia, Bovino, Brienza, Rionero in Vulture, Sturno, Benevento e Mercato S. Severino, *Tech. rep.*, Ente Nazionale Energia Elettrica (ENEL), Direzione delle Costruzioni, Rome, Italy.
- Palmer, D. (1969), An introduction to the generalized reciprocal method of seismic refraction interpretation, *Geophysics*, 46(11), 1508–1518.
-

- Paolucci, R. (2002), Amplification of earthquake ground motion by steep topographic irregularities, *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, *31*(10), 1831–1853.
- Park, C., R. Miller, and J. Xia (1999), Multi - channel analysis of surface waves, *Geophysics*, *64*(3), 800–808.
- Park, C. B., R. D. Miller, J. Xia, and J. Ivanov (2007), Multichannel analysis of surface waves (MASW) - active and passive methods, *The Leading Edge*, *26*(1), 60–64.
- Parolai, S., M. Picozzi, S. M. Richwalski, , and C. Milkereit (2005), Joint inversion of phase velocity dispersion and H/V ratio curves from seismic noise recordings using a genetic algorithm, considering higher modes, *Geophysical Research Letters*, *32*, L01,303, doi :10.1029/2004GL021115.
- Parolai, S., S. Richwalski, C. Milkereit, , and D. Faëh (2006), S-wave velocity profiles for earthquake engineering purposes for the Cologne area (Germany), *Bulletin of Earthquake Engineering*, *4*, 65–94.
- Paul, A., M. Campillo, L. Margerin, E. Larose, and A. Derode (2005), Empirical synthesis of time-asymmetrical Green's functions from the correlation of coda waves, *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)*, *110*, B08,302.
- Poupinet, G., W. L. Ellsworth, and J. Fréchet (1984), Monitoring velocity variations in the crust using earthquake doublets : an application to the Calaveras Fault, California, *Journal of Geophysical Research*, *89*(B7), 5719–5731.
- Poupinet, G., A. Ratdomopurbo, and O. Coutant (1996), On the use of earthquake multiplets to study fractures and the temporal evolution of an active volcano, *Annali di Geofisica*, *39*(2), 253–264.
- Pradel, D., P. M. Smith, J. P. Stewart, and G. Raad (2005), Case history of landslide movement during the northridge earthquake, *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, *131*(11), 1360–1369.
- Raptakis, D., N. Theodulidis, and K. Pitilakis (1998), Data analysis of the Euroseistest strong motion array in Volvi (Greece) : standard and horizontal-to-vertical spectral ratio techniques, *Earthquake Spectra*, *1*, 203–224, doi :10.1193/1.1585996.
- Ratdomopurbo, A., and G. Poupinet (1995), Monitoring a temporal change of seismic velocity in a volcano : application to the 1992 eruption of Mt. Merapi (Indonesia)., *Geophysical Research Letters*, *22*(7), 775–778.
- Renalier, F., D. Jongmans, M. Campillo, and P.-Y. Bard (2009), Vs imaging of the Avignonet landslide using ambient noise cross-correlation, *Journal of Geophysical Research - Earth Surface*.
- Rikitale, T. (1976), *Earthquake prediction*, 357 pp., Elsevier, Amsterdam.
- Ritzwoller, M. H., and A. L. Levshin (1998), Eurasian surface wave tomography : Group velocities, *Journal of Geophysical Research*, *103*(B3), 4839–4878.
-

-
- Roten, D., and D. Fäh (2007), A combined inversion of Rayleigh wave dispersion and 2-D resonance frequencies, *Geophysical Journal International*, 168, 1261–1275.
- Roten, D., D. Fäh, C. Cornou, and D. Giardini (2006), Two-dimensional resonances in Alpine valleys identified from ambient vibration wavefields, *Geophysical Journal International*, 165, 889–905.
- Roux, P. (2009), Passive seismic imaging with directive ambient noise : application to surface waves and the San Andreas Fault in Parkfield, CA, *Geophysical Journal International*, 179, 367–373.
- Roux, P., K. G. Sabra, W. A. Kuperman, and A. Roux (2005), Ambient noise cross correlation in free space : theoretical approach, *The Journal of the Acoustical Society of America*, 117(1), 79–84.
- Sabra, K. G., P. Roux, and W. A. Kuperman (2005), Emergence rate of the time-domain Green’s function from the ambient noise cross-correlation function, *The Journal of the Acoustical Society of America*, 118(6), 3524–3531.
- Sambridge, M. (1999), Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm : I. Searching a parameter space, *Geophysical Journal International*, 138, 479–494.
- Sanchez-Salinerio, I. (1987), Analytical investigation of seismic methods used for engineering applications, Ph.D. thesis, The University of Texas at Austin.
- Sánchez-Sesma, F. J., and M. Campillo (2006), Retrieval of the Green’s function from cross correlation : the canonical elastic problem, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(3), 1182–1191.
- Sánchez-Sesma, F. J., J. Pérez-Ruiz, M. Campillo, and F. Luzón (2008), Elastodynamic 2-D Green’s function retrieval from cross-correlation : canonical inclusion problem, *Geophysical Research Letters*, 33, L13,305.
- Satoh, T., H. Kawase, and S. Matsushima (2001), Estimation of S - wave velocity structures in and around the Sendai Basin, Japan, using array records of microtremors, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91, 206–218.
- Schepers, R., G. Rafat, C. Gelbke, and B. Lehmann (2001), Application of borehole logging, core imaging and tomography to geotechnical exploration, *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 38, 867–876.
- Scherbaum, F., K.-G. Hinzen, and M. Ohrnberger (2003), Determination of shallow shear wave velocity profiles in the Cologne/Germany area using ambient vibrations, *Geophysical Journal International*, 152, 597–612.
- Schlue, J. W., and K. K. Hostettler (1987), Rayleigh wave phase velocities and amplitude values in the presence of lateral heterogeneities, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77, 244–255.
-

- Schnabel, P. B., J. Lysmer, and H. B. Seed (1972), SHAKE : a computer program for earthquake response analysis of horizontally layered sites, *Tech. rep.*, Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley.
- Sens-Schönfelder, C., and U. Wegler (2006), Passive image interferometry and seasonal variations of seismic velocities at Merapi Volcano, Indonesia, *Geophysical Research Letters*, *33*, L21,302.
- SESAME-project (2002a), Report on parameter studies., *Tech. rep.*, EC project SESAME, WP09 Simulation of seismic noise Deliverable D12.09.
- SESAME-project (2002b), Optimum deployment strategy for array measurements, *Tech. rep.*, EC project SESAME, WP05 Instrumental layout for array measurements Deliverable D07.05.
- SESAME-project (2004a), Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations. Measurements, processing and interpretation, *Tech. rep.*, EC project SESAME, WP05 Instrumental layout for array measurements Deliverable D23.12.
- SESAME-project (2004b), User manual for software package CAP - a continuous array processing toolkit for ambient vibration array analysis, *Tech. rep.*, SESAME Deliverable D18.06, EVG1-CT-2000-00026, [http ://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr/Deliverables/Del-D18-Wp06.pdf](http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr/Deliverables/Del-D18-Wp06.pdf).
- Shapiro, N., and M. Campillo (2004), Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise, *Geophysical Research Letters*, *31*, L07,614.
- Shapiro, N., M. Campillo, L. Stehly, and M. Ritzwoller (2005), High-resolution surface wave tomography from ambient seismic noise, *Science*, *307*, 1615–1618.
- Snieder, R. (2004), Extracting the Green’s function from the correlation of coda waves : a derivation based on stationary phase, *Physical Review E*, *69*(4), 046,610.
- Snieder, R., A. Grêt, H. Douma, and J. Scales (2002), Coda wave interferometry for estimating nonlinear behavior in seismic velocity, *Science*, *295*, 2253–2255.
- Socco, L., and D. Boiero (2008), Improved Monte Carlo inversion of surface wave data, *Geophysical Prospecting*, *56*, 357–371.
- Socco, L., and D. Jongmans (2004), Special issue on seismic surface waves, *Near Surface Geophysics*, *2*, 163–165.
- Socco, L., D. Boiero, C. Comina, S. Foti, and R. Wién (2008), Seismic characterization of an Alpine site, *Near Surface Geophysics*, *6*(4), 255–267.
- Socco, L. V., and C. Strobbia (2004), Surface-wave method for near-surface characterization : a tutorial, *Near Surface Geophysics*, *2*, 165–185.
- Sommerville, P., and R. Graves (2003), Characterization of earthquake strong ground motion, *Pure and Applied Geophysics*, *160*, 1811.
-

- Spackman, W., and H. Bijwaard (2001), Optimization of cell parameterizations for tomographic inverse problems, *Pure and Applied Geophysics*, 158, 1401–1423.
- Spudich, P., M. Hellweg, and M. H. K. Lee (1996), Directional topographic site response at Tarzana observed in aftershocks of the 1994 Northridge, California, Earthquake : implications for mainshock motions., *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(1B), S193–S208.
- Stehly, L. (2007), Tomographie à partir de bruit de fond sismique, Ph.D. thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble, France.
- Stehly, L., M. Campillo, and N. M. Shapiro (2006), A study of the seismic noise from its long range correlation properties, *Journal of Geophysical Research*, 111, B10,306.
- Stehly, L., M. Campillo, and N. M. Shapiro (2007), Travel time measurements from noise correlation : stability and detection of instrumental time shifts, *Geophysical Journal International*, 171(1), 223–230.
- Steimen, S., D. Fäh, F. Kind, C. Schmid, and D. Giardini (2003), Identifying 2D resonance in microtremor wave fields, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93(2), 583–599.
- Stein, S., and M. Wyssession (2003), *An introduction to seismology, earthquakes and earth structure*, Blackwell Publishing.
- Stockwell, R. (2007), A basis for efficient representation of the S-transform, *Digital Signal Processing*, 17, 371–393.
- Stockwell, R. G., L. Mansinha, and R. P. Lowe (1996), Localization of the complex spectrum : the S transform, *IEEE transactions on signal processing*, 44(4), 998–1001.
- Stokoe, K. H., S. G. Wright, J. A. Bay, and J. M. Roesset (1994), *Geophysical characterization of sites*, chap. Characterization of sites by SASW method, pp. 15–25, ISSMFE Technical Committee10, A. A. Balkema.
- Stucchi, E., and A. Mazzotti (2009), 2D seismic exploration of the Ancona landslide (Adriatic Coast, Italy), *Geophysics*, 74(5), B139–B151.
- Tarantola, A. (1987), *Inverse problem theory*, Elsevier, Amsterdam.
- the Building Seismic Safety Council (BSSC) (2000), *The 2000 NEHRP Recommended Provisions for New Buildings and other Structures, Part 1 (Provisions) and Part 2 (Commentary)*., 337 pp. pp., FEMA 368/369, Washington, D.C.
- the Japan Road Association (1990), *Specifications for Highway Bridges Part V, Seismic Design*, Maruzen Co., LTD.
- Thomson, W. (1950), Transmission of elastic waves through a stratified solid medium, *Journal of Applied Physics*, 21, 89–93.
-

- Tokimatsu, K. (1997), Geotechnical site characterization using surface waves, in *First International Conference on Earthquake and Geotechnical Engineering*, edited by Ishihara, pp. 1333–1368, Balkema.
- Tokimatsu, K., S. Tamura, and H. Kojima (1992), Effects of multiple modes on Rayleigh wave dispersion characteristics, *Journal of Geotechnical Engineering*, 118(10), 1529–1543.
- Tucker, B. E., and J. L. King (1984), Dependence of sediment-filled valley response on input amplitude and valley properties, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 74, 153–166.
- Uebayashi, H. (2003), Extrapolation of irregular subsurface structures using the horizontal-to-vertical spectral ratio of long-period microtremors, *BSSA*, 93(2), 570–582.
- van Asch, T., M. Hendriks, R. Hessel, and F. Rappange (1996), Hydrological triggering conditions of landslides in varved clays in the French Alps, *Engineering Geology*, 42, 239–251.
- Wathelet, M. (2005), Array recordings of ambient vibrations : surface-wave inversion, Ph.D. thesis, Universite de Liege.
- Wathelet, M. (2008), An improved neighborhood algorithm : parameter conditions and dynamic scaling, *Geophysical Research Letters*, 35, L09,301, doi :10.1029/2008GL033256.
- Wathelet, M., D. Jongmans, and M. Ohrnberger (2004), Surface wave inversion using a direct search algorithm and its application to ambient vibration measurements, *Near Surface Geophysics*, 2, 211–221.
- Wathelet, M., D. Jongmans, M. Ohrnberger, and S. Bonnefoy-Claudet (2008), Array performances for ambient vibrations on a shallow structure and consequences over Vs inversion, *Journal of Seismology*, 12, 1–19.
- Weaver, R., and O. Lobkis (2001), Ultrasonics without a source : thermal fluctuation correlations at MHz frequencies, *Physical Review Letters*, 87(13), 134,301.
- Weaver, R. L. (2005), Information from seismic noise, *Science*, 307(5715), 1568–1569.
- Weaver, R. L., and O. Lobkis (2005), Fluctuations in diffuse field-field correlations and the emergence of the Green's function in open systems, *Journal of the Acoustical Society of America*, 117(6), 3432–3439.
- Xia, J., R. Miller, and C. Park (1999), Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh wave, *Geophysics*, 64, 691–700.
- Yamanaka, H., and H. Ishida (1996), Application of genetic algorithms to an inversion of surface wave dispersion data, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86, 436–444.
-

-
- Yao, H., R. Van Der Hilst, and M. de Hoop (2006), Surface-wave array tomography in SE Tibet from ambient seismic noise and two-station analysis. I. Phase velocity maps, *Geophysical Journal International*, 166, 732–744.
- Yilmaz, O. (2000), *Seismic data analysis. Investigations in Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists.
- Zywicki, D. J. (1999), Advanced signal processing methods applied to engineering analysis of surface waves., Ph.D. thesis, Georgia Institute of Technology, School of Civil and Environmental Engineering.
-